



# Interactions de faibles profondeurs et géochimie des basaltes d'îles océaniques : implications sur les modes d'acquisition de la signature isotopique et sur la topogique mantellique

Marc-Alban Millet

## ► To cite this version:

Marc-Alban Millet. Interactions de faibles profondeurs et géochimie des basaltes d'îles océaniques : implications sur les modes d'acquisition de la signature isotopique et sur la topogique mantellique. Volcanologie. Université Blaise Pascal - Clermont-Ferrand II, 2007. Français. NNT : 2007CLF21794 . tel-00718419

**HAL Id: tel-00718419**

**<https://theses.hal.science/tel-00718419>**

Submitted on 17 Jul 2012

**HAL** is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

Numéro d'Ordre : D.U. 1794

# **UNIVERSITÉ BLAISE PASCAL**

U.F.R. Sciences et Technologies

ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES N°550

## **THÈSE**

Présentée pour obtenir le grade de

### **DOCTEUR D'UNIVERSITÉ**

Spécialité : Géochimie

par

**Marc-Alban MILLET**

Diplômé d'Etudes Approfondies

## **Interactions de Faibles Profondeurs et Géochimie des basaltes d'îles océaniques : implications sur les modes d'acquisition de la signature isotopique et sur la topologie mantellique.**

Soutenue publiquement le 27 novembre 2007, devant la commission d'examen composée de :

**Catherine CHAUVEL**  
**Manuel MOREIRA**  
**Laure DOSSO**  
**Erich HUMLER**  
**Pierre SCHIANO**  
**Régis DOUCELANCE**

Univ. J. Fourier, LGCA, Grenoble  
Univ. D. Diderot, IPGP, Paris  
IFREMER, IUEM, Brest  
Univ. de Nantes, LPGN, Nantes  
Univ. B. Pascal, OPGC, Clermont-Fd  
Univ. B. Pascal, OPGC, Clermont-Fd

Président / Rapporteur  
Rapporteur  
Examineur  
Examineur  
Directeur de thèse  
Directeur de thèse



Numéro d'Ordre : D.U. 1794

# **UNIVERSITÉ BLAISE PASCAL**

U.F.R. Sciences et Technologies

ÉCOLE DOCTORALE DES SCIENCES FONDAMENTALES N°550

## **THÈSE**

Présentée pour obtenir le grade de

### **DOCTEUR D'UNIVERSITÉ**

Spécialité : Géochimie

par

**Marc-Alban MILLET**

Diplômé d'Etudes Approfondies

## **Interactions de Faibles Profondeurs et Géochimie des basaltes d'îles océaniques : implications sur les modes d'acquisition de la signature isotopique et sur la topologie mantellique.**

Soutenue publiquement le 27 novembre 2007, devant la commission d'examen composée de :

<b>Catherine CHAUVEL</b>	Univ. J. Fourier, LGCA, Grenoble	Président / Rapporteur
<b>Manuel MOREIRA</b>	Univ. D. Diderot, IPGP, Paris	Rapporteur
<b>Laure DOSSO</b>	IFREMER, IUEM, Brest	Examineur
<b>Erich HUMLER</b>	Univ. de Nantes, LPGN, Nantes	Examineur
<b>Pierre SCHIANO</b>	Univ. B. Pascal, OPGC, Clermont-Fd	Directeur de thèse
<b>Régis DOUCELANCE</b>	Univ. B. Pascal, OPGC, Clermont-Fd	Directeur de thèse



# SOMMAIRE DETAILLE

<b>INTRODUCTION GENERALE</b>	<b>p. 7</b>
<b>I. L'équilibre isotopique</b>	p. 10
<b>II. Des hétérogénéités mantelliques aux composants</b>	p. 11
<b>III. La présence d'un composant mantellique primitif</b>	p. 15
<b>IV. Les interactions de faibles profondeurs</b>	p. 21
<b>Bibliographie</b>	p. 26
<b>CHAPITRE I :</b>	<b>p. 29</b>
<b>LES INTERACTIONS DE FAIBLES PROFONDEURS</b>	
<b>I. Interaction post-éruptive avec l'eau de mer</b>	p. 30
<b>II. Assimilation et Cristallisation Fractionnée (AFC)</b>	p. 34
<b>II.1. Le premier formalisme mathématique</b>	p. 35
<b>II.2. Conservation de l'énergie dans l'AFC</b>	p. 37
<b>II.3. Etude de cas : les basaltes historiques de l'île de Fogo, Cap Vert.</b>	p. 38
<b>III. Interaction « Panache-Lithosphère » (PLI)</b>	p. 41
<b>III.1. Entraînement de matériel asthénosphérique</b>	p. 42
<b>III.2. Assimilation de lithosphère océanique</b>	p. 43
<b>III.2.1. Composition de la lithosphère</b>	p. 43
<b>III.2.2. Le processus d'interaction</b>	p. 44
<b>III.3. Interaction avec du matériel continental</b>	p. 45
<b>III.4. Interaction Panache-Lithosphère et signature du panache</b>	p. 45
<b>IV. Genèse des OIB par fusion partielle</b>	p. 46
<b>IV.1. Effet de la fusion sur la courbure des hyperboles de mélange</b>	p. 47
<b>IV.2. Calcul de l'ordre d'incompatibilité</b>	p. 51
<b>V. Conclusions de ce chapitre</b>	p. 54
<b>Bibliographie</b>	p. 55

**CHAPITRE II :** **p. 59**  
**INFLUENCE DES INTERACTIONS DE FAIBLES PROFONDEURS DANS UN CONTEXTE INTRAPLAQUE SIMPLE : EXEMPLE DE L'ILE DE SÃO NICOLAU, CAP VERT.**

<b>I.</b>	Résumé étendu de l'étude	p. 60
<b>II.</b>	"Mantle plume heterogeneity versus shallow-level interactions: A case study, the São Nicolau Island, Cape Verde archipelago" <i>Article soumis à Journal of Volcanology and Geothermal Research</i>	p. 62
<b>II.1.</b>	Introduction	p. 62
<b>II.2.</b>	Analytical procedures	p. 65
<b>II.3.</b>	Results	p. 67
<b>II.3.1.</b>	Major- and trace-elements variations	p. 67
<b>II.3.2.</b>	Sr-Nd-Pb isotopes variations	p. 70
<b>II.4.</b>	Discussion	p. 72
<b>II.4.1.</b>	Superficial components as the origin of São Nicolau isotopic variability?	p. 75
<b>II.4.2.</b>	Generalization to the regional trends	p. 78
<b>II.4.3.</b>	Isotopic signature of the Cape Verde plume source	p. 80
<b>II.5.</b>	Conclusions	p. 81
	<b>Bibliographie</b>	p. 83

**CHAPITRE III :** **p. 87**  
**INFLUENCE DES INTERACTIONS DE FAIBLES PROFONDEURS DANS UN CONTEXTE D'INTERACTION AVEC UNE RIDE MEDIO-OCEANIQUE : EXEMPLE DE L'ILE DE SÃO JORGE, AÇORES**

<b>I.</b>	São Jorge et l'archipel des Açores	p. 88
<b>II.</b>	Le cadre géochimique de l'archipel des Açores	p. 90
<b>III.</b>	Résultats	p. 94
<b>III.1.</b>	Variations des éléments majeurs et traces	p. 94
<b>III.2.</b>	Variations des isotopes du Sr, Nd et Pb	p. 100
<b>IV.</b>	Discussion	p. 105
<b>IV.1.</b>	Identification des pôles de mélange	p. 105
<b>IV.2.</b>	L'évolution temporelle des sources du magmatisme de São Jorge	p. 106
<b>IV.3.</b>	Généralisation à l'archipel des Açores	p. 115
<b>IV.4.</b>	Modélisation de la composition du panache des Açores	p. 119
<b>V.</b>	Conclusions de ce chapitre	p. 123
	<b>Bibliographie</b>	p. 125

<b>CHAPITRE IV :</b>	<b>p. 127</b>
<b>ETUDE COMPAREE D'ILES OCEANQUES EN CONTEXTES GEODYNAMIQUES DIFFERENTS : IMPLICATIONS SUR LES MODES D'ACQUISITION DE LA SIGNATURE ISOTOPIQUE DES OIB</b>	
<b>I. Les réservoirs superficiels</b>	<b>p. 128</b>
<b>I.1. L'effet de contexte sur la nature des composants assimilés</b>	<b>p. 128</b>
<b>I.2. Importance relative des composants assimilés</b>	<b>p. 129</b>
<b>I.3. Diversité des compositions isotopiques des réservoirs superficiels</b>	<b>p. 131</b>
<b>II. Le paradoxe des sources du Cap Vert et des Açores</b>	<b>p. 132</b>
<b>II.1. Des sources homogénéisées ?</b>	<b>p. 132</b>
<b>II.2. Des mélanges de liquides ?</b>	<b>p. 135</b>
<b>II.2.1. Le rôle de la fusion partielle</b>	<b>p. 135</b>
<b>II.2.2. Des mélanges très homogènes</b>	<b>p. 137</b>
<b>III. Conclusions de ce chapitre</b>	<b>p. 138</b>
<b>Bibliographie</b>	<b>p. 140</b>

<b>CHAPITRE V :</b>	<b>p.141</b>
<b>INTERACTIONS DE FAIBLES PROFONDEURS VERSUS HETEROGENEITES DE SOURCE : IMPLICATIONS SUR LA TOPOLOGIE MANTELLIQUE.</b>	
<b>I. Résumé étendu de l'étude</b>	<b>p. 142</b>
<b>II. "Shallow-level interactions and OIB geochemical signature: Implications for mantle topology". <i>Article en preparation</i></b>	<b>p. 144</b>
<b>II.1. Introduction</b>	<b>p. 144</b>
<b>II.2. From mixing trends to mantle reservoirs</b>	<b>p. 147</b>
<b>II.3. Filtering the OIB isotopic variability</b>	<b>p. 149</b>
<b>II.3.1. The extreme mantle endmembers</b>	<b>p. 149</b>
<b>II.3.1.1. <i>Enriched Mantle 1 (EM1)</i></b>	<b>p. 150</b>
<b>II.3.1.2. <i>Enriched Mantle 2 (EM2)</i></b>	<b>p. 155</b>
<b>II.3.1.3. <i>High <math>\mu</math> endmember (HIMU)</i></b>	<b>p. 159</b>
<b>II.3.2. OIB localities defined by their position on the oceanic floor</b>	<b>p. 162</b>
<b>II.3.2.1. <i>Location over a young and thin lithosphere: The Azores archipelago</i></b>	<b>p. 163</b>
<b>II.3.2.2. <i>Location over an old and thick lithosphere: The Cape Verde and Comoros archipelagos</i></b>	<b>p. 165</b>
<b>II.3.3. Depleted components in plumes</b>	<b>p. 169</b>
<b>II.4. Filtered OIB data and Mantle topology</b>	<b>p. 170</b>
<b>II.5. Conclusions</b>	<b>p. 172</b>
<b>Bibliographie</b>	<b>p. 173</b>



<b>CHAPITRE VI :</b>	<b>p.179</b>
<b>PROCEDURES ANALYTIQUES</b>	
<b>I. Mesure des concentrations des éléments majeurs et traces</b>	<b>p. 180</b>
<b>I.1. Préparation des échantillons</b>	<b>p. 180</b>
<b>I.2. Spectrométrie de masse a source plasma et quadrapôle</b>	<b>p. 180</b>
<b>I.3. Reproductibilité</b>	<b>p. 182</b>
<b>II. Mesure des compositions isotopiques de Sr, Nd, et Pb</b>	<b>p. 184</b>
<b>II.1. Séparation chimique par chromatographie</b>	<b>p. 184</b>
<b>II.1.1. Séparation conjointe du Sr et Nd</b>	<b>p. 184</b>
<b>II.1.1.1. Procédure d'attaque des poudres</b>	<b>p. 184</b>
<b>II.1.1.2. Séparation chimique</b>	<b>p. 186</b>
<b>II.1.2. Séparation du Pb</b>	<b>p. 189</b>
<b>II.1.2.1. Procédure d'attaque des poudres</b>	<b>p. 189</b>
<b>II.1.2.2. Séparation chimique</b>	<b>p. 189</b>
<b>II.2. Mesure des compositions isotopiques par spectrométrie de masse</b>	<b>p. 191</b>
<b>II.2.1. Principes de fonctionnement</b>	<b>p. 191</b>
<b>II.2.2. Mesure des rapports isotopiques de Sr</b>	<b>p. 195</b>
<b>II.2.3. Mesure des rapports isotopiques de Nd</b>	<b>p. 199</b>
<b>II.2.4. Mesures des rapports isotopiques de Pb</b>	<b>p. 201</b>
<b>II.2.4.1. Spectrométrie de masse à thermo-ionisation</b>	<b>p. 201</b>
<b>II.2.4.2. Spectrométrie de masse à source plasma</b>	<b>p. 204</b>
<b>Bibliographie</b>	<b>p. 210</b>

<b>CONCLUSION GENERALE</b>	<b>p. 211</b>
----------------------------	---------------

*A Agathe,*

*Commencée le jour de ta naissance et  
terminée le jour de tes 3 ans.*

*Qu'un jour tu puisses être  
fière de ton parrain.*



---

# INTRODUCTION GENERALE

---

La composition chimique et le dynamisme du manteau Terrestre figurent parmi les thèmes de recherche les plus abordés par les Sciences de la Terre lors des 40 dernières années. La multiplicité des méthodes d'approche a permis d'apporter un lot d'informations très diverses montrant une image très complexe de cette enveloppe de la Terre.

En premier lieu, les méthodes géophysiques ont permis de délimiter la taille ainsi que les grandes structures internes au manteau (fig. 1). Les limites supérieures et inférieures sont délimitées par des sauts de vitesse importants des ondes sismiques (aussi appelées discontinuités) reliés à des changements brutaux de densité du milieu de propagation. La discontinuité supérieure, découverte par Mohorovičić en 1909, représente la limite entre la croûte et le manteau. Elle se situe à une profondeur moyenne de 40 km sous les continents (75 km sous les chaînes de montagnes) et de 6 km sous les océans. La discontinuité inférieure, quant à elle, se situe à 2900 km de profondeur et a été découverte par Gutenberg en 1914. Elle délimite le manteau du noyau supérieur. D'autres discontinuités de plus faible magnitude ont pu être mises en évidence à 410, 520 et 660 km de profondeur.

Le manteau est principalement constitué de phases ferromagnésiennes comme l'olivine et le pyroxène ainsi que de phases alumineuses plus minoritaires. Les études de pétrologie expérimentale ont permis de lier les discontinuités sismiques internes au manteau aux changements de phases de l'olivine induites par l'augmentation des conditions de Pression-Température. Ainsi, à 410 km, l'olivine  $\alpha$  (forme stable trouvée en surface) se transforme en olivine  $\beta$  (wadsleyite), qui se transforme à son tour en olivine  $\gamma$  (ringwoodite) à 520 km. À 660 km, la ringwoodite devient instable et se sépare en deux phases, la pérovskite d'une part et la magnésiowüstite d'autre part. La partie du manteau comprise entre les limites 410 et 660 km est dénommée zone de transition. On définit le manteau supérieur comme étant le compartiment au dessus de la zone de transition. Le manteau inférieur correspond, quant à lui, au compartiment situé en dessous.

Les informations sur la chimie du manteau sont plus difficiles à obtenir car leurs acquisitions nécessitent la mesure directe d'échantillons. L'échantillonnage direct du manteau est possible par l'intermédiaire des xénolites incluses dans les laves issues de la fusion partielle de sources mantelliques. Cependant, elles ne peuvent en donner qu'un aperçu limité en raison de leur origine somme toute superficielle (maximum 200 km de profondeur). L'attention des études géochimiques s'est donc portée sur les basaltes. Ces laves pauvres en silice et riches en magnésium sont produites par la fusion partielle du manteau et sont donc, à un fractionnement près, représentatives de sa composition. De plus les basaltes peuvent être échantillonnés en domaines continental et océanique ; ils couvrent

donc la globalité de la surface de la Terre. Toutefois, les basaltes échantillonnés en domaine continental subissent une forte interaction avec la croûte continentale en raison de son épaisseur. Cette interaction est limitée en domaine océanique, toujours pour une raison d'épaisseur, et rend donc les basaltes échantillonnés dans ce domaine plus représentatifs de leurs sources.

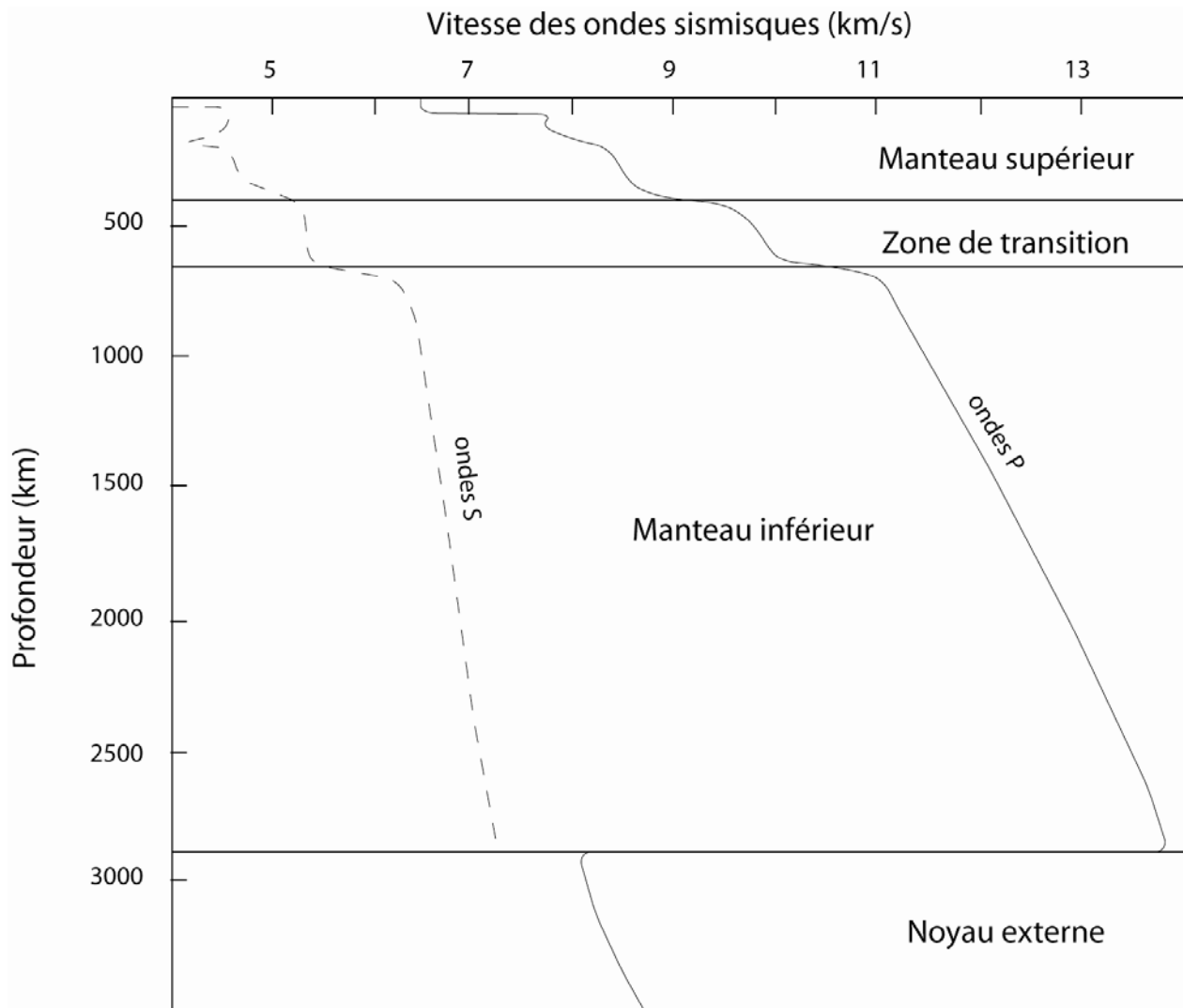


Figure 1 : Structure du manteau Terrestre déduite par les variations de vitesse des ondes sismiques. Deux sauts de vitesse principaux sont observés à 410 et 660 km de profondeur. Ces discontinuités dans le profil de vitesse délimitent la partie supérieure du manteau, sa partie inférieure, ainsi qu'une zone intermédiaire appelée zone de transition. Ces discontinuités sont dues à des changements de phases de l'olivine liés à l'augmentation de la Pression et de la Température avec la profondeur.

## **I. L'EQUILIBRE ISOTOPIQUE**

L'étude de la composition chimique du manteau Terrestre par le biais des basaltes océaniques possède un inconvénient majeur. En effet, ces derniers ne sont que des miroirs indirects de la composition du manteau du fait du comportement différents de chaque élément chimique (fractionnement) lors des processus de fusion partielle à l'origine des basaltes. Même s'il est possible de modéliser assez simplement la fusion partielle pour les éléments en traces, les équations mathématiques régissant ce processus possèdent au minimum 4 variables : la composition de la source, la composition du liquide, le taux de fusion partielle et le coefficient de partage solide/liquide de l'élément considéré. Or, seule la composition du liquide (la composition du basalte) peut-être connue avec certitude. Une ambiguïté peut donc persister dans le sens où une variation de la composition d'un basalte océanique peut être issue d'un taux de fusion différent, d'une minéralogie différente modifiant le comportement des éléments au cours de la fusion ou encore d'une composition variable de la source mantellique.

Le processus de fusion, comme celui de cristallisation fractionnée, peut être assimilé à un processus de distillation. En conséquence, les isotopes d'un même élément, ayant des propriétés physiques identiques, ne sont fractionnés que selon leur rapport de masse au cours de ces processus. Ce fractionnement devient négligeable pour les éléments plus lourds que le Fer (qui plus est à haute température). Pour les isotopes radiogéniques (fils), leurs teneurs sont fonction des teneurs en éléments radioactifs (isotopes pères) et du temps pendant lequel la désintégration radioactive naturelle opère. De fait, des sources mantelliques ayant des rapports de concentrations entre éléments pères et éléments fils différents (comportements chimiques différents), peuvent être distingués, au bout d'un certain temps caractéristique du système isotopique utilisé, par la mesure de leurs compositions isotopiques. En conséquence, la mesure des rapports d'abondances isotopiques des éléments lourds permet de tracer les éventuelles variations de composition du manteau sans ambiguïté.

Historiquement, les variations de compositions isotopiques mesurées dans les basaltes océaniques ont fait l'objet d'un débat intense à la fin des années 60 et au début des années 70. En effet, deux interprétations opposées, menant à deux visions contrastées du manteau Terrestre, s'affrontaient. Selon la première interprétation, les variations des rapports isotopiques sont dues à une fusion dite en déséquilibre (Flower et al., 1975). Dans ce processus de fusion, l'hétérogénéité des compositions isotopiques est héritée de la

différence entre chaque grain composant la roche mantellique source du basalte. Dans ce mode de fusion partielle, la composition isotopique du liquide peut varier en fonction de la proportion de chaque minéral participant à la fusion, et du taux de fusion. La conséquence d'une telle interprétation est que les rapports isotopiques ne sont que d'une utilité limitée pour tracer les processus mantelliques. Selon la seconde interprétation, par contre, les compositions isotopiques sont à l'équilibre local lors du processus de fusion et les variations isotopiques mesurées dans les basaltes océaniques sont la représentation d'un manteau à l'état de déséquilibre régional (Gast et al., 1964).

L'apport des données de vitesse de diffusion pour le Sr a permis de choisir entre ces deux grands modèles (Hofmann et Hart, 1978). Ces vitesses sont en effet différentes de plusieurs ordres de grandeurs entre l'état solide et l'état liquide. Hofmann et Hart ont ainsi montré qu'au sein d'un manteau solide, des hétérogénéités de compositions isotopiques pouvaient être conservées pendant un temps de l'ordre du milliard d'années. En revanche, dans un manteau partiellement fondu, un équilibre local sera obtenu en quelques milliers d'années seulement. La conséquence majeure de cette étude est que les produits de fusion du manteau possèdent la même composition isotopique que leurs sources.

## **II. DES HETEROGENEITES MANTELLIQUES AUX COMPOSANTS**

Etant donné que les compositions isotopiques des liquides silicatés ne sont pas modifiées lors de leur genèse, il a été admis que les rapports isotopiques mesurés dans les basaltes océaniques échantillonnés en surface étaient identiques à ceux de leurs sources. En conséquence, les variations observées dans les basaltes océaniques ont été interprétées en terme d'hétérogénéités du manteau Terrestre. L'identification de la nature de ces hétérogénéités est encore actuellement un sujet de débat intense et nécessite d'une part, la connaissance la plus complète possible de la variabilité isotopique du manteau, et d'autre part, la compréhension des facteurs jouant sur les valeurs des rapports isotopiques.

La connaissance de la variabilité isotopique du manteau est obtenue par la mesure systématique des compositions isotopiques des basaltes océaniques. Les éléments ciblés par ces études sont principalement le Sr, le Nd et le Pb. Ces éléments ont été choisis parce qu'ils sont fortement concentrés dans les basaltes (et donc plus facilement analysables), et parce qu'ils possèdent chacun au moins un isotope radiogénique issu d'une désintégration



radioactive dont la période est égale, voire supérieure, à l'échelle de temps de l'histoire du manteau (de l'ordre du milliard d'années).

Cette mesure systématique a mené à l'identification de deux populations d'échantillons au sein même des basaltes océaniques (fig. 2). D'une part, les basaltes échantillonnés au niveau des îles volcaniques (OIB), possédant une variabilité isotopique importante; et d'autre part, les basaltes échantillonnés le long des rides médio-océaniques (MORB), montrant des variations plus restreintes et se plaçant à un extrême des variations des OIB. L'explication de cette différence est que les sources des MORB et des OIB sont différentes. Les MORB, produits en limites divergentes de plaques, échantillonnent seulement la partie supérieure du manteau, tandis que les OIB échantillonnent une partie plus importante du manteau par le biais de panaches mantelliques dont ils sont l'expression en surface.

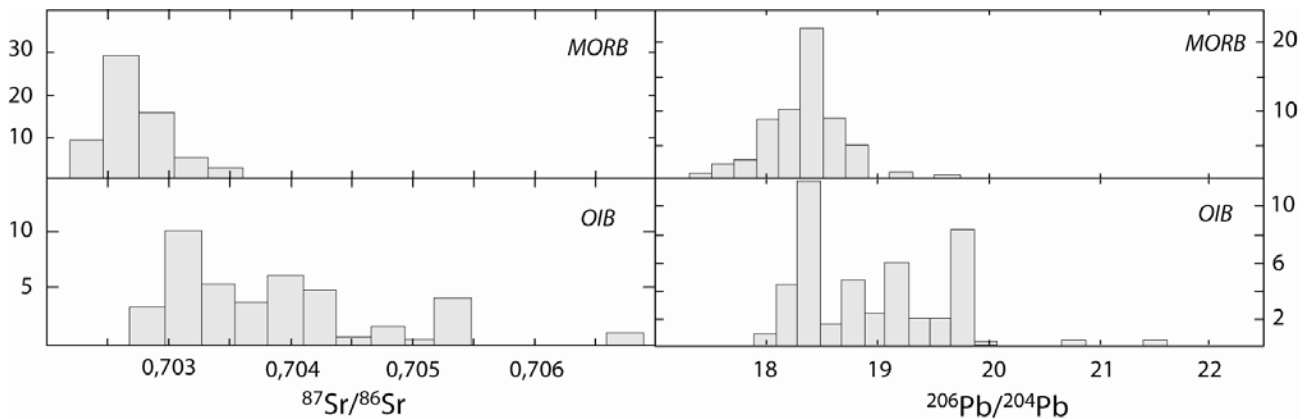


Figure 2 : Comparaison des valeurs des rapports isotopiques  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  dans les MORB et OIB (modifié d'après Allègre et Lewin, 1995). On note le resserrement des valeurs autour d'un rapport moyen dans les MORB, indicateur d'un réservoir relativement homogène, alors que les valeurs dans les OIB sont nettement plus dispersées et témoignent d'un manteau hétérogène.

La différence entre MORB et OIB montre l'intérêt particulier des études isotopiques dans ces derniers, car ils sont les traceurs essentiels de l'hétérogénéité du manteau terrestre (fig. 3). A l'échelle globale, 4 pôles extrêmes représentant la diversité des compositions isotopiques de Sr, Nd et Pb mesurées dans les MORB et OIB ont pu être définis, de telle façon que chaque basalte océanique s'exprime comme un mélange en proportions variables de ces pôles (Zindler et al., 1982 ; White, 1985 ; Allègre et al., 1986/87). Ces pôles sont connus sous les acronymes DMM, EM1, EM2 et HIMU (Zindler et Hart, 1986). Trois d'entre eux reposent sur des compositions isotopiques mesurées dans les OIB.

Le pôle DMM, seul pôle non défini par les OIB, correspond, selon les auteurs, au MORB le moins radiogénique en Sr (Allègre et Lewin, 1989) ou à la moyenne des MORB de l'océan Pacifique (Hofmann, 1997). Le composant à l'origine de cette composition a depuis longtemps été identifié comme le manteau supérieur appauvri par l'extraction de la croûte continentale. Les autres pôles sont définis à partir d'échantillons ou de localités. Ainsi, le pôle EM1 est défini par l'échantillon le moins radiogénique en Nd des basaltes prélevés au niveau de volcans sous-marins de Pitcairn (Woodhead and Devey, 1993), et le pôle EM2 correspondant à l'échantillon le plus radiogénique en Sr des îles Samoa (Workman et al., 2004). Le pôle HIMU, caractérisé par les rapports de Pb les plus radiogéniques, est, quant à lui, principalement échantillonné par les laves de Saint Héléne et Mangaia (Chaffey et al., 1989 ; Woodhead, 1996).

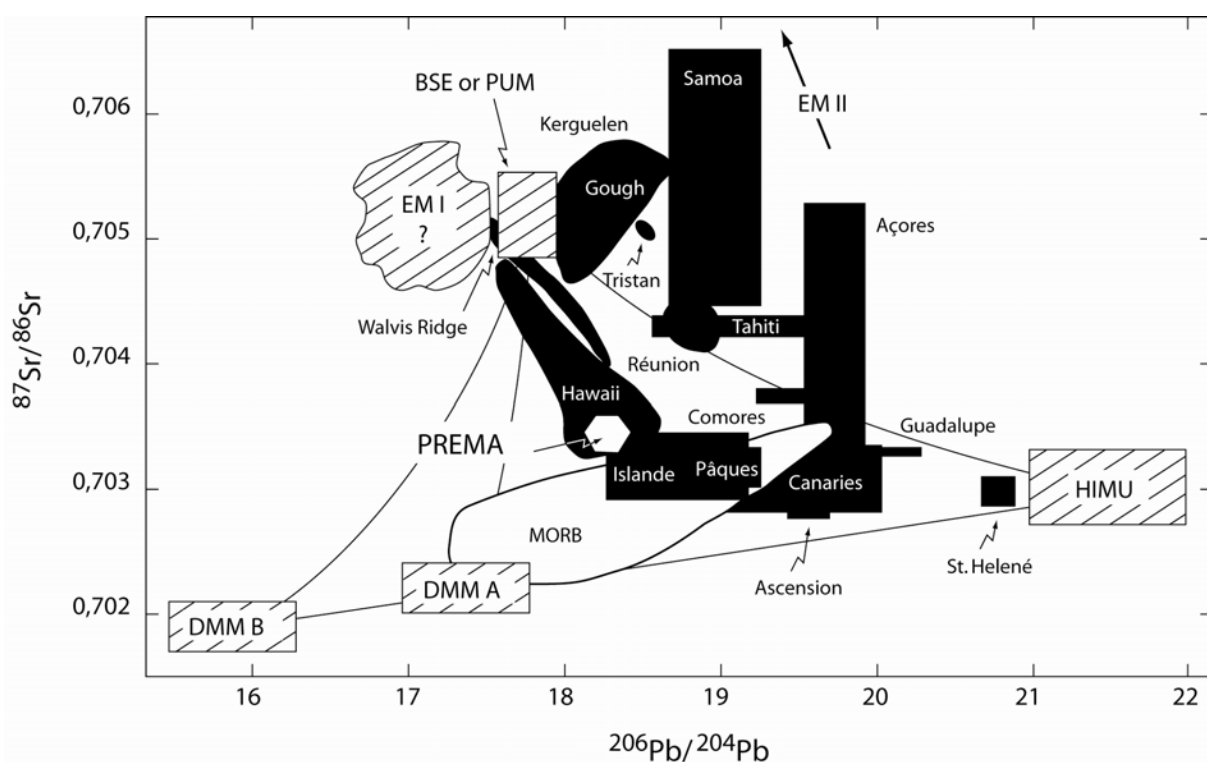


Figure 3 : Représentation de la variabilité isotopique des basaltes océaniques (MORB et OIB) dans le diagramme  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (modifié d'après Zindler et Hart, 1986). Ces auteurs ont proposé l'existence de 4 pôles extrêmes pour encadrer les variations mesurées, respectivement dénommés DMM (pôle faiblement radiogénique en Sr et Pb), HIMU (pôle très radiogénique en Pb), EM1 (pôle radiogénique en Sr et à rapport  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  faible) et EM2 (très fortement radiogénique en Sr et intermédiaire en Pb). Chaque basalte océanique mesuré peut être exprimé comme le mélange en proportions variables de ces 4 pôles. Le pôle PREMA est un pôle hypothétique pouvant représenter un composant primitif de la Terre et situé au milieu de ces variations.

Le débat sur la nature des pôles identifiés via les compositions isotopiques d'OIB est toujours actif mais quelques propositions générales semblent se dégager. De manière globale, les pôles EM1 et EM2, du fait de leurs compositions isotopiques proches de celle de la croûte continentale, ont souvent été interprétés comme du recyclage de matériel continental. Les pôles EM1 et EM2 ont ainsi été identifiés comme résultant du recyclage respectif de lithosphère sous-continentale (Cohen et O'Nions, 1982 ; McKenzie et O'Nions, 1983) et de sédiments terrigènes (Weaver, 1991, Chauvel et al., 1992). Cependant, certains auteurs ont aussi proposés qu'ils soient le produit de recyclage de sédiments pélagiques (Weaver, 1991 ; Eisele et al., 2002), ou matériels océaniques enrichis comme les plateaux océaniques (Gasperini et al., 2000) pour EM1, et du recyclage de lithosphère océanique métasomatisée pour EM2 (Workman et al., 2004). Le pôle HIMU quant à lui a été assimilé à de la croûte océanique altérée et recyclée (Hofmann et White, 1982 ; Weaver, 1991 ; Chauvel et al., 1992).

Il faut noter que des processus de métasomatisme intra-mantellique ont aussi été proposés pour générer les pôles EM1 et HIMU (Vollmer, 1983 ; Hart, 1988 ; Hawkesworth et al., 1990). L'observation d'un tel mécanisme est toutefois limitée aux xénolites mantelliques. Ces échantillons ne représentent qu'un volume infime du manteau et ne permettent pas de quantifier les volumes de fluides nécessaires à de tels processus (Hofmann, 1997).

A une échelle plus restreinte, on observe que les OIB forment des alignements par localités géographiques (archipels). Ces alignements ont été interprétés comme des mélanges entre les différents composants précédemment identifiés dans les sources des OIB. Cependant, les pôles de mélanges locaux ne correspondent presque jamais aux pôles extrêmes présentés précédemment (EM1, EM2, HIMU). Ces pôles locaux sont-ils donc des mélanges de composants en proportions variables, de sorte que ceux-ci ne sont jamais échantillonnés individuellement, ou représentent-ils des composants purs ayant évolués différemment en fonction de leur histoire (Hawkesworth, 1984 ; Barling et Goldstein, , 1990 ; Morgan, 1999)? Cette question est importante car, si elle ne remet pas en cause l'existence des hétérogénéités mantelliques, elle pose la question de la signification réelle des pôles.

### **III. LA PRESENCE D'UN COMPOSANT MANTELLIQUE PRIMITIF**

Une autre grande question à laquelle la géochimie isotopique a tenté de répondre est celle de la persistance au sein du manteau d'un composant primitif. Un tel composant serait resté isolé vis à vis des processus de différenciation du manteau tel que l'extraction de la croûte continentale. L'existence de ce composant a été reliée à la stratification du manteau terrestre observée par les méthodes géophysiques. En effet, la zone de transition à 660 km de profondeur séparant le manteau supérieur du manteau inférieur a longtemps été considérée comme une barrière infranchissable. Dans ce modèle, le manteau inférieur est resté isolé depuis sa formation et serait maintenant échantillonné par les panaches mantelliques source des OIB. Cette idée de barrière a mené au développement du modèle de convection à deux couches longtemps favorisé par les géochimistes. Cependant, l'apport des tomographies sismiques a montré que les portions de croûtes océaniques subduites pouvaient atteindre la limite manteau-noyau à 2900 km de profondeur, indiquant que la zone de transition à 660 km de profondeur n'est pas une limite infranchissable isolant deux manteaux différents. Ce résultat a pour conséquence de mettre en doute l'isolement d'un réservoir mantellique depuis le début de l'histoire de la Terre. De plus, les OIB, s'ils proviennent du manteau inférieur, ne montrent pas des compositions isotopiques de Sr, Nd et Pb de type Terre Totale Silicatée (BSE : Allègre et Lewin, 1989).

Le principal argument géochimique appuyant l'hypothèse d'un réservoir primitif au sein du manteau terrestre tient dans les rapports isotopiques d'hélium. L'He fait partie des gaz rares, éléments inertes chimiquement, et il est volatile. Il possède deux isotopes, l' $^3\text{He}$  stable et non radiogénique, et l' $^4\text{He}$ , produit lors de toutes les désintégrations de type  $\alpha$  (Sm-Nd et U-Th-Pb par exemple). La mesure des rapports isotopiques d'He dans les basaltes océaniques a montré, tout comme pour les isotopes radiogéniques, une différence nette entre les MORB et les OIB. Les MORB possèdent des rapports  $^4\text{He}/^3\text{He}$  peu variables autour d'une valeur de 90000 (Allègre et al., 1995, Moreira et Allègre, 1998), donnant l'image d'un manteau source très homogène vis-à-vis de l'He, alors que les OIB sont nettement plus dispersés (fig. 4). En effet, les rapports mesurés dans les picrites de Baffin Island montrent des valeurs descendant jusqu'à 14300, alors que les basaltes de l'île de São Miguel aux Açores ont montré des valeurs très élevées, dépassant 200000. Cette dichotomie a depuis été confirmée par les rapports isotopiques d'autres gaz rares comme le Néon (Sarda et al., 1988 ; Honda et al., 1991 ; Valbracht et al., 1997 ; Moreira et Allègre, 1998) et l'Argon (Allègre et al., 1996 ; Valbracht et al., 1997)

Le rapport isotopique de l'He a été interprété comme un traceur de l'état de dégazage des sources mantelliques. C'est-à-dire que la valeur du rapport  $^4\text{He}/^3\text{He}$  permet d'identifier des sources ayant été portées à la surface de la Terre ou ayant subi un processus de fusion partielle au cours duquel elles auraient perdu leur He primitif. En effet, l'He étant volatil, lors du processus de fusion partielle, celui-ci s'échappe dans l'atmosphère, en revanche, les éléments plus lourds (tel l'U et le Th) se répartissent entre le produit et le résidu de fusion en fonction de leur incompatibilité. Un tel comportement, avec le temps, va provoquer un enrichissement en  $^4\text{He}$  relativement à l' $^3\text{He}$ , provenant de la décroissance radioactive de l'U et du Th dans les sources ayant subi un processus de différenciation, alors qu'un réservoir isolé de ces processus va garder un rapport  $^4\text{He}/^3\text{He}$  faible.

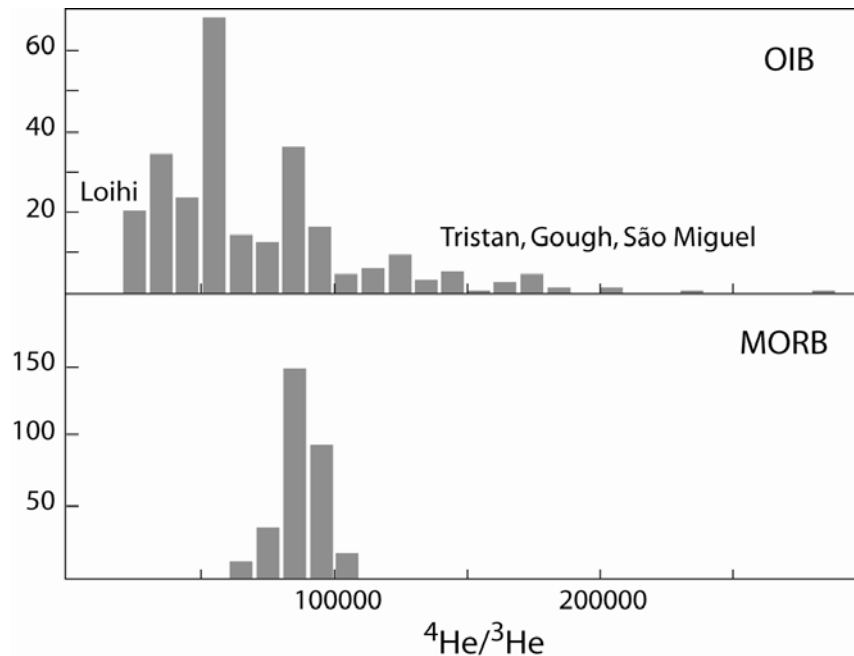


Figure 4 : Comparaison des rapports isotopiques d'He dans les MORB et OIB (d'après Moreira et Allègre, 1998). De même que pour les rapports isotopiques de Sr et de Pb, on peut noter l'homogénéité des rapports mesurés dans les MORB en comparaison de la dispersion des valeurs mesurées dans les OIB.

La mesure de rapports isotopiques d'He faibles a donc été un argument fort pour la présence d'un réservoir non dégazé dans les sources des OIB. De plus les valeurs les plus basses mesurées dans les OIB sont proches de la valeur chondritique ( $\sim 7000$ ) mesurée par Mazor et al. (1970), valeur la plus proche vraisemblablement du manteau non différencié. Ces données indiquent donc un manteau stratifié, en apparente contradiction avec les données de tomographie sismique suggérant une convection globale du manteau. Il faut

toutefois noter que les rapports isotopiques apportent des informations intégrées sur l'histoire de la Terre alors que la sismologie est une image instantanée du manteau.

Si le traçage du matériel primitif est possible par l'intermédiaire des gaz rares, des auteurs se sont intéressés à sa composition isotopique en Sr, Nd et Pb. La principale difficulté quant à la définition d'un composant primitif dans la systématique Sr-Nd-Pb réside dans le fait que les variations de ces rapports isotopiques sont liés aux processus de différenciations intégrés dans le temps. Lors d'un processus de différenciation, les comportements différents des isotopes père et fils d'une réaction de décroissance radioactive va provoquer une évolution en sens opposés du produit et du résidu. De plus, leurs courbes d'évolution dans le temps vont aussi se répartir de chaque côté de la courbe d'évolution théorique du réservoir initial. Ainsi, au regard des isotopes radiogéniques classiques (Sr-Nd-Pb), un réservoir primitif n'occupe pas une position extrême dans la variabilité isotopique, mais une position centrale. Cette position le rend donc difficilement détectable car sa composition peut-être exprimée comme un mélange entre les pôles extrêmes. De nombreux réservoirs de ce type ont été proposés parmi lesquels le PREMA (PREvalent MANTle, fig. 3 ; Zindler et Hart, 1986), FOZO (FOcal ZONE ; Hart et al., 1992 ; Hauri et al., 1994) ou PHEM (Primitive HElium Mantle ; Farley et al., 1992).

Les réservoirs primitifs proposés dans la source des OIB l'ont été sur la base de compilations de données isotopiques à l'échelle globale. Les pionniers de cette approche ont été Hart et collaborateurs (1992). Ces auteurs, sur la base des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  et  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , ont définis dans un premier temps le tétraèdre mantellique. Ce tétraèdre est défini dans l'espace vectoriel des 3 rapports isotopiques et chacun de ses sommets représente un pôle extrême de la variabilité isotopique des basaltes océaniques (DMM, EM1, EM2, HIMU). De cette façon, chaque basalte océanique mesuré est contenu dans ce tétraèdre (fig. 5). Au sein de ce tétraèdre, les auteurs ont ensuite représenté les alignements isotopiques observés à échelle locale (échelle d'un archipel). Tous les alignements observés à échelle locale dans les OIB semblent se rejoindre vers une seule zone de composition, dénommée FOZO (FOcal ZONE). Cette approche, reprise par Hauri et al. (1994), est cependant problématique car elle utilise un espace où les mélanges ne sont pas linéaires (hyperboles), induisant une marge d'erreur significative.

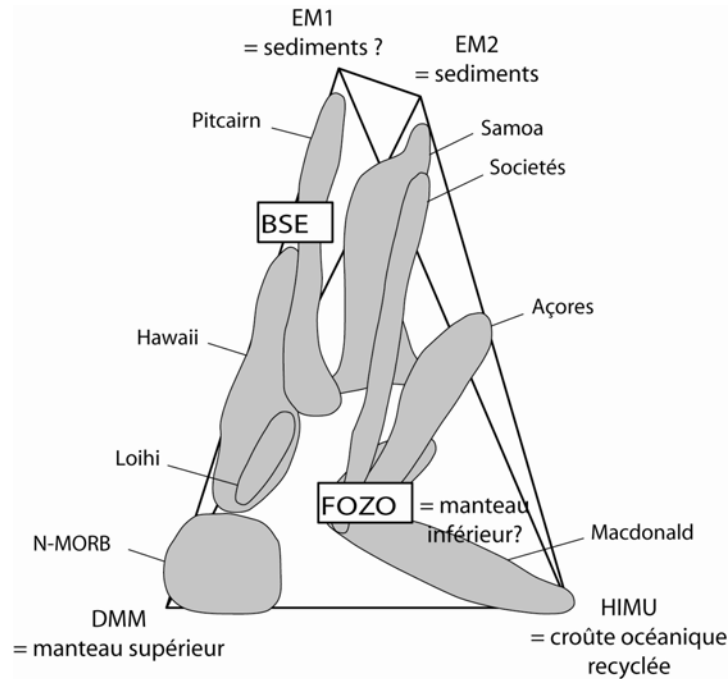


Figure 5 : Représentation des alignements observés dans les localités de type OIB dans le tétraèdre mantellique et définition du pôle FOZO (modifié d'après Hauri et al., 1994). Le tétraèdre mantellique est défini dans l'espace des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  et  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et chacun de ses sommets représente la composition isotopique d'un des pôles extrêmes déterminés par Zindler et Hart (1986).

Une approche similaire a été utilisée par Farley et al. (1992) et White (1995), toutefois dans des espaces de représentation différents, pour définir respectivement les réservoirs PHEM et C (fig. 6 et 7). Le réservoir PHEM (Farley et al., 1992) est défini dans des diagrammes comparant le rapport isotopique d'He avec un rapport d'isotopes radiogéniques (Sr, Nd, Pb), tandis que le C de White (1995) se limite à un diagramme  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Ces réservoirs, similaire dans la construction sont pour autant interprétés de manières différentes selon les auteurs. En effet, si chacun d'eux propose que ce composant soit commun à tous les panaches mantelliques et par conséquent présent dans la source de tous les OIB, leurs conclusions sur sa nature sont divergentes. Hart et al. (1992) et Farley et al. (1992) proposent que ce composant soit le manteau inférieur primitif tandis que White (1995) repousse cette interprétation en raison d'un problème de bilan de masse au niveau du Pb, sans pour autant conclure sur sa nature.

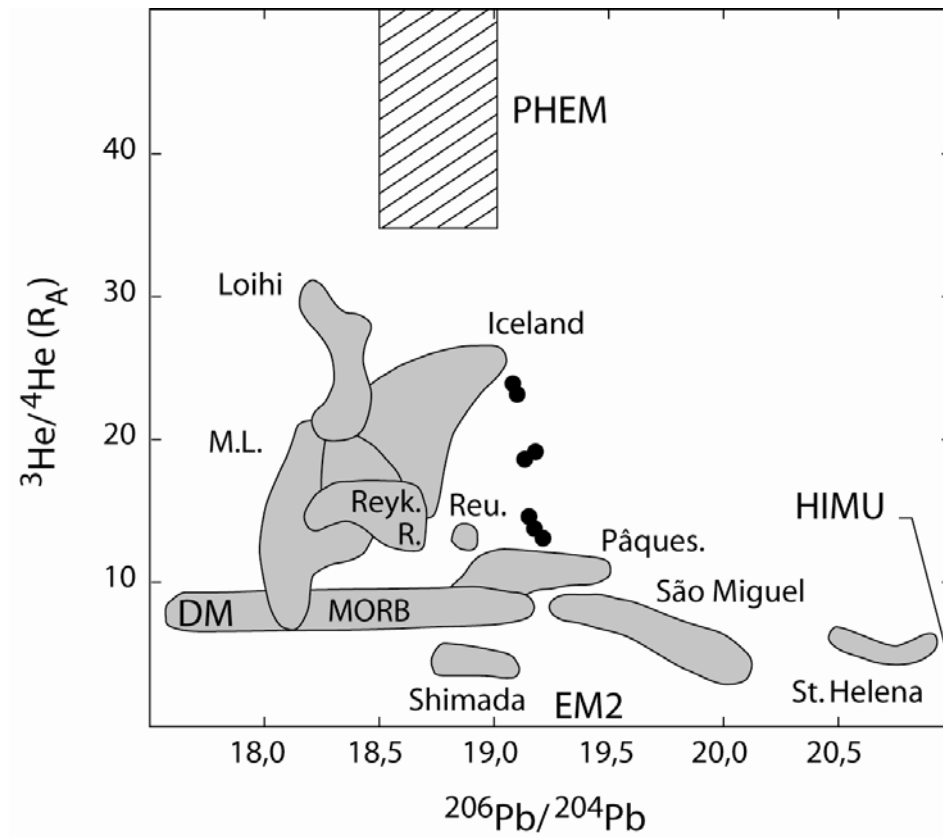


Figure 6 : Définition du composant PHEM (modifié d'après Farley et al., 1992).

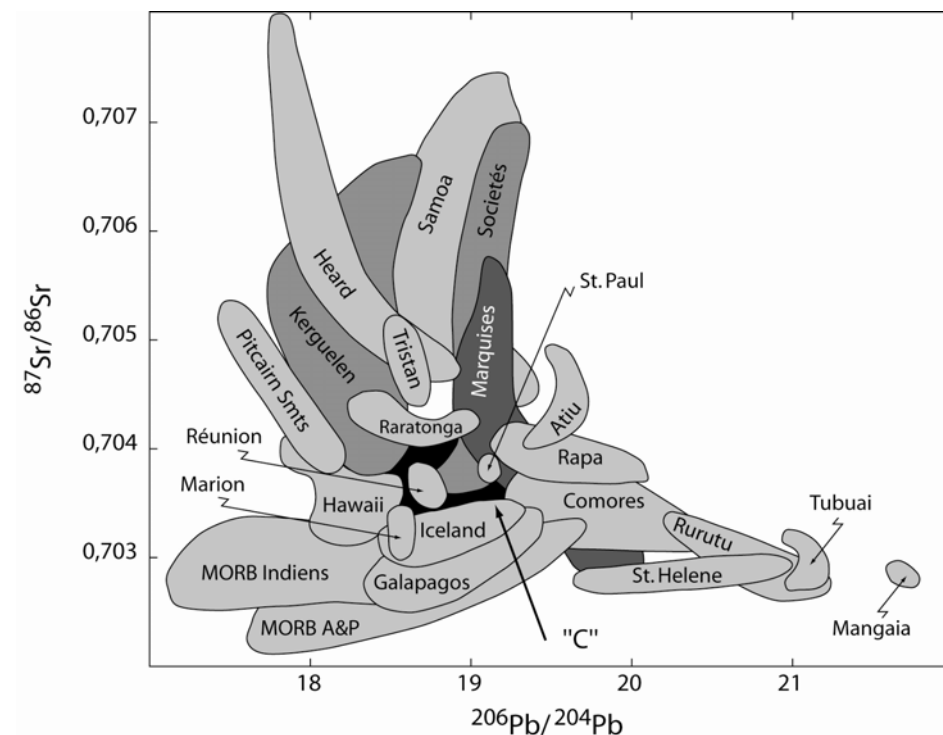


Figure 7 : Définition du composant C (modifié d'après White, 1995)



Plus récemment, Ellam et Stuart (2004) ont proposé que les sources des OIB possèdent un caractère commun, qui ne correspond pas à un réservoir défini par une composition unique. Ce caractère commun est un mélange binaire défini par les basaltes de Baffin Island (PIP trend : Proto-Iceland Plume trend), associés au panache mantellique Islandais (fig. 8). Le premier pôle est caractérisé par un rapport isotopique d'He primitif ( $^3\text{He}/^4\text{He} \sim 14000$ ) mais des rapports isotopiques de Sr et Nd appauvris, dénommé HRDM (Helium Recharged Depleted Mantle). Ce pôle est lui-même issu d'un premier mélange entre un composant primitif et du manteau supérieur appauvri. Le deuxième pôle observé dans les basaltes de Baffin Island, quant à lui, est un pôle dégazé ( $^3\text{He}/^4\text{He} > 90000$ ) et enrichi au regard des isotopes du Sr et du Nd, dénommé EMA (Enriched Mantle Average). Ces auteurs ont observé que les alignements isotopiques observés dans des OIB à l'échelle locale démarraient tous de ce mélange binaire vers un autre pôle mantellique, mais qu'ils ne se situaient jamais à cheval sur l'alignement HRDM-EMA. De plus, pour chaque alignement d'OIB, l'échantillon possédant le rapport isotopique d'He le plus élevé est aussi le plus proche de ce mélange. Ces observations suggèrent qu'un composant primitif est commun à toutes les sources d'OIB, mais, au contraire des réservoirs précédemment décrits (FOZO, PHEM), celui-ci n'est pas échantillonné de façon pure.

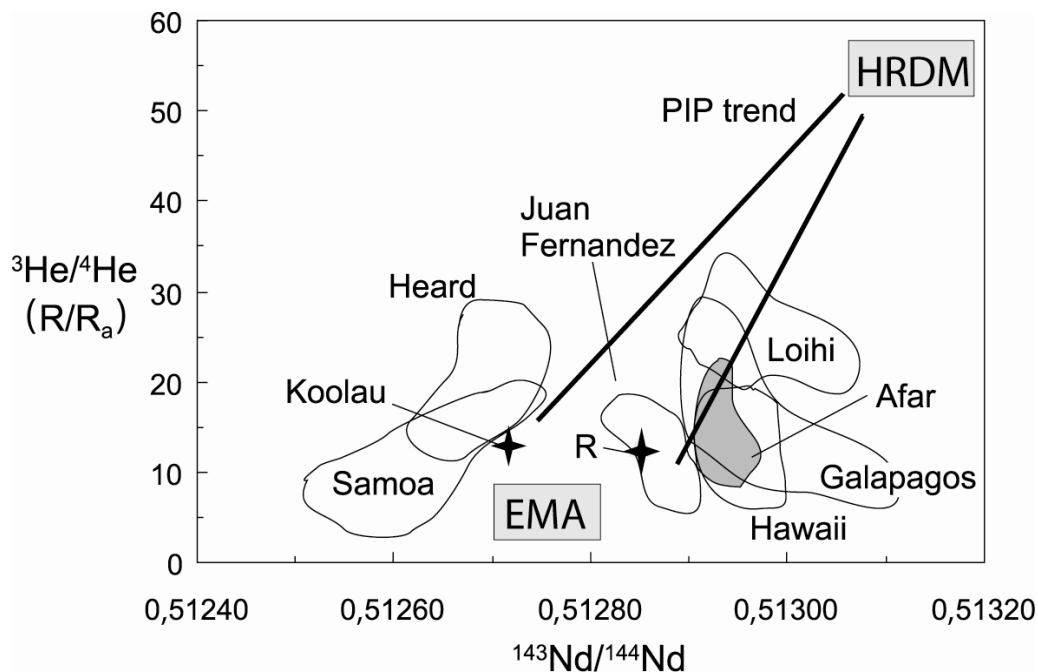


Figure 8 : Définition du mélange binaire entre les pôles HRDM et EMA, dénommé Proto-Iceland Plume trend (modifié d'après Ellam et Stuart, 2004). Ce mélange est un caractère commun à toutes les sources d'OIB car chacun des alignements locaux observés possède un pôle se situant sur l'alignement HRDM-EMA. Le pôle HRDM est identifié comme résultant d'un mélange entre un composant primitif et le manteau appauvri, en accord avec un modèle de convection mantellique à une couche.

La particularité du réservoir HRDM, proposé par Ellam et Stuart (2004), est qu'un rapport primitif d'He est associé à une composition isotopique Sr-Nd typique d'un réservoir ayant subi un processus de fusion partielle ancien. Ils résolvent ce paradoxe par le biais d'un mélange entre un composant primitif pur, n'occupant qu'un faible volume dans le manteau, et un manteau supérieur appauvri par l'extraction de la croûte continentale. Ce modèle bâti pour résoudre un tel paradoxe est plus en accord avec les contraintes géophysiques sur la convection du manteau.

Une observation similaire, c'est-à-dire que le composant porteur d'un rapport isotopique d'He primitif était associé à des basaltes possédant des rapports isotopiques de Sr-Nd-Pb proches des MORB, a été faite par Class et Goldstein (2005). Ces auteurs proposent que le réservoir riche en  $^3\text{He}$  soit en fait un réservoir dans lequel la production d' $^4\text{He}$  ait été limitée du fait d'un appauvrissement en U et Th (principaux producteurs d' $^4\text{He}$  par désintégration). Ce modèle est principalement basé sur un comportement de l'He au cours de la fusion partielle différent de celui imaginé jusqu'alors. En effet, l'étude récente du coefficient de partage de l'He dans les liquides silicatés a conclu à un comportement moins incompatible de l'He par rapport à l'U et au Th (Parman et al., 2005). Un tel comportement permet de vider l'U et le Th du résidu de fusion tout en gardant une partie de l'He et figeant ainsi l'évolution de son rapport isotopique. Il est à l'opposé de celui précédemment supposé pour l'He, dans lequel il était totalement extrait des sources mantelliques au cours de la fusion. Cependant, cette étude porte sur des expériences faites à pression atmosphérique, et nécessite une extrapolation trop importante pour conclure.

#### **IV. LES INTERACTIONS DE FAIBLES PROFONDEURS**

Quelques soient les interprétations sur la composition ou la nature des pôles de mélange observés dans les OIB, ceux-ci reposent tous sur l'idée que les rapports isotopiques mesurés dans les basaltes échantillonnés en surface sont directement représentatifs de ceux de leur source, située en profondeur. Cette conception est directement dérivée de l'équilibre isotopique démontré par Hofmann et Hart (1978). Cependant, des études à très petite échelle géographique ont montré que des mélanges post-fusion entre le magma et les différents environnements traversés au cours de leur ascension vers la surface pouvaient significativement altérer la composition isotopique initiale, empreinte de la source.

Par exemple, les variations isotopiques des basaltes des volcans Karthala et La Grille, de l'île de Grande Comore (Archipel des Comores), ont été interprétées comme une interaction entre le panache mantellique des Comores et la lithosphère océanique sus-jacente. Au cours de cette interaction, les magmas produits par la fusion du panache lors de sa remontée se mélangent avec des liquides issus par la fusion de la lithosphère lorsqu'ils la traversent (Späth et al., 1996; Class et Goldstein, 1997; Class et al., 1998; Claude-Ivanaj et al., 1998). Ce processus a aussi été invoqué pour les basaltes de Koolau (Hawaii) et des îles Heard par Class et Goldstein (1997) (fig. 9). Un autre exemple est celui de l'île de Fogo (archipel du Cap vert) où Escrig et al. (2005) ont montré l'augmentation progressive dans le temps de l'influence d'un composant de type EM1 (fig. 10). Cet enrichissement progressif de la signature isotopique s'additionne aux variations des éléments majeurs et traces qui sont liées à la différenciation magmatique des laves par cristallisation fractionnée. En conséquence, ce mélange ne peut être attribué à une signature mantellique échantillonnée par le panache mantellique du Cap Vert.

Ces deux exemples montrent qu'à l'échelle locale, la signature isotopique des OIB peut être interprétée comme une succession de mélanges entre des composants localisés dans la source profonde (le panache) mais aussi à des niveaux plus superficiels. L'implication majeure de ces résultats est que les variations isotopiques mesurées dans les OIB ne sont qu'en partie représentatives des sources mantelliques et donc que leur utilisation à l'échelle globale nécessite un filtrage effectué sur la base d'étude locales. Un tel filtre peut potentiellement changer de manière significative la variabilité isotopique mesurée dans les OIB et donc influencer les conclusions sur la nature réelle des pôles mantelliques. De plus, il peut avoir une influence sur le débat quant à la présence ou l'absence d'un composant primitif dans la signature des OIB.

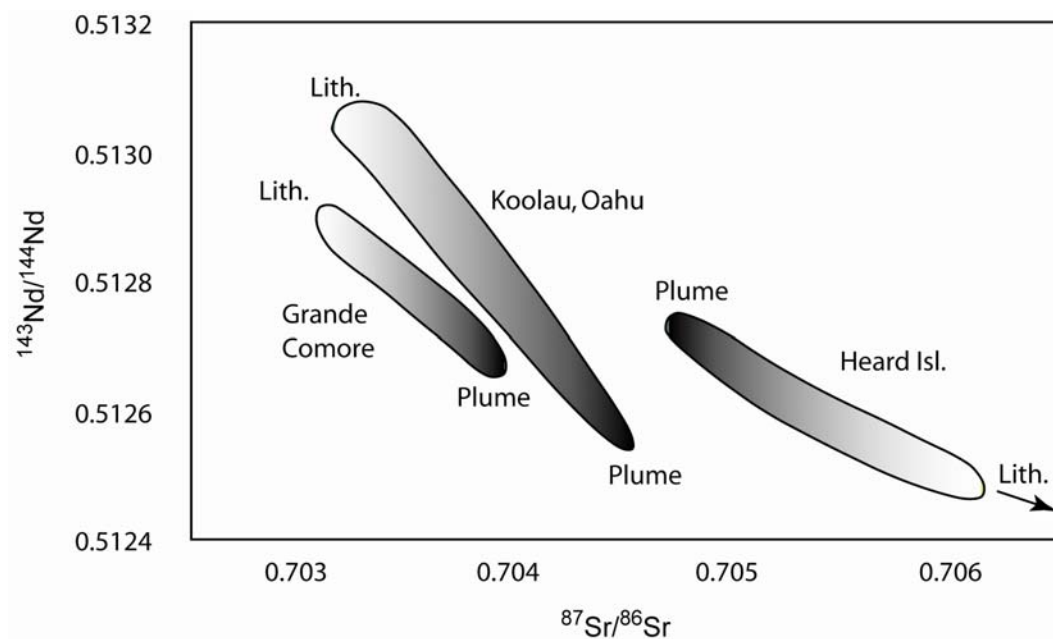


Figure 9 : Interprétation des variations isotopiques des îles de Grande Comore, Heard et des basaltes de Koolau (Hawaii) en termes d'interactions de faibles profondeurs. Les liquides issus de la fusion d'une source mantellique (panache) se mélangent avec des liquides issus de la fusion de la lithosphère océanique traversée pendant l'ascension des basaltes vers la surface (modifié d'après Class et Goldstein, 1997).

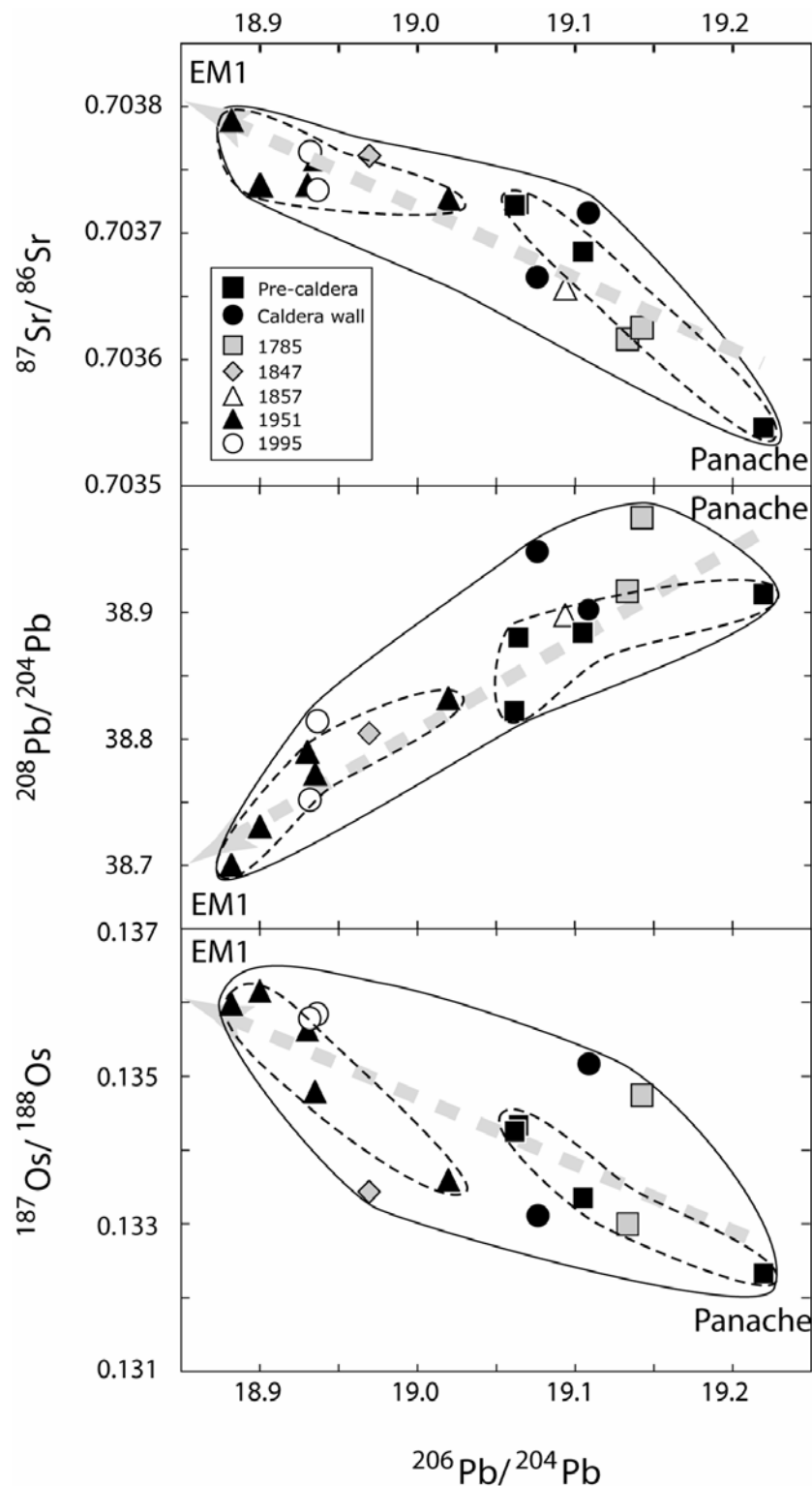


Figure 10 : Evolution temporelle des compositions isotopiques des basaltes historiques de l'île de Fogo (modifié d'après Escrig et al., 2005). Les basaltes les plus jeunes sont plus influencés par un pôle de type EM1 (rapports isotopiques de Pb faibles, rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et  $^{187}\text{Os}/^{188}\text{Os}$  élevés). Cette évolution se fait en parallèle de l'évolution des concentrations en éléments majeurs et traces au cours d'un processus de différenciation et suggère donc un échantillonnage à faible profondeur, au cours de la différenciation magmatique.

L'objectif de cette thèse est de mieux comprendre et évaluer l'influence des interactions de faibles profondeurs sur la signature isotopique des OIB. Ce travail sera basé sur une approche double de la variabilité isotopique.

Dans un premier temps, je consacrerai un chapitre à la revue des différents processus pouvant altérer la composition isotopique d'un basalte entre sa genèse et son échantillonnage. Les effets de 4 interactions possibles seront décrits et les moyens de pouvoir s'en affranchir seront discutés sur la base d'exemples pris dans la littérature.

Ensuite j'opérerai une approche à l'échelle locale de l'étude des influences des interactions de faibles profondeurs sur la variabilité isotopique des OIB. Pour cela, je m'attacherai à l'étude successive de l'île de São Nicolau, située dans l'archipel du Cap Vert, et de l'île de São Jorge, localisée au sein de l'archipel des Açores. Ces deux îles ont été choisies pour leur différence de localisation en domaine océanique. L'archipel du Cap Vert est en effet situé sur une lithosphère océanique âgée d'environ 120 millions d'années, très épaisse et hydratée, tandis que l'archipel des Açores est situé sur une lithosphère jeune et peu épaisse, mais à proximité de la ride Médio-Atlantique. Au cours de ces études, je montrerai la présence de plusieurs alignements sur chacune des îles, pouvant être reliés à des mélanges entre le magma issu de la fusion d'un panache mantellique et des composants situés dans des niveaux plus superficiels, tels que la lithosphère ou le plancher océanique. Chacune de ces études se fera sur la base des concentrations en éléments majeurs et traces, ainsi que des compositions isotopiques de Sr, Nd et Pb mesurées dans les basaltes de ces îles, et fera l'objet d'un chapitre séparé.

A la lumière de conclusions formulées au cours des études locales, j'aborderai ensuite des questions adressées à l'échelle globale. En premier lieu, je discuterai les modes d'acquisition de la signature isotopique des OIB, d'une part en m'attachant à l'influence du contexte géologique sur les interactions de faibles profondeurs, d'autre part, en me focalisant sur les processus de genèse des OIB par fusion d'un panache mantellique. Dans un second temps, je généraliserai le filtrage des interactions de faibles profondeurs à d'autres localités que l'archipel du Cap Vert et des Açores. Cette généralisation précèdera une discussion des implications d'un tel filtrage sur la topologie mantellique et, plus spécifiquement, sur la présence d'un pôle primitif commun à la source de tous les OIB.

Dans un dernier chapitre, je présenterai les méthodes analytiques suivies au cours de ce travail de thèse pour la mesure des éléments majeurs et traces, ainsi que des rapports isotopiques de Sr, Nd et Pb. Je m'attarderai plus particulièrement sur l'analyse des compositions isotopiques et sur les sources potentielles d'erreurs de mesure.

Enfin, une synthèse des résultats et interprétations obtenus au cours de ce travail de thèse sera proposée.

## BIBLIOGRAPHIE :

- Allègre C.J., Hamelin B., Provost A. et Dupré B., 1986/1987. Topology in isotopic multispace and origin of mantle chemical heterogeneities. *Earth Planet. Sci. Lett.* **81**, 319-337.
- Allègre C.J., Hofmann A.W. et O'Nions K., 1996. The Argon constraints on mantle structure. *Geophys. Res. Lett.* **23**, 3555-3557.
- Allègre C.J. et Lewin E., 1995. Isotopic systems and stirring times of the earth's mantle. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **136**, 629-646.
- Allègre C.J., Moreira M. et Staudacher T., 1995.  $^4\text{He}/^3\text{He}$  dispersion and mantle convection. *Geophys. Res. Lett.* **22**, 2325-2328.
- Barling J. et Goldstein S.L., 1990. Extreme isotopic variations in Heard Island lavas and the nature of mantle reservoirs. *Nature* **348**, 59-62.
- Chaffey D. J., Cliff R. A. et Wilson B. M., 1989. Characterization of the St Helena magma source. In: Saunders and Norry Eds., *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, London. **42**, 257-276.
- Chauvel C., Hofmann A.W. et Vidal P., 1992. HIMU-EM: the French Polynesian connection. *Earth Planet. Sci. Lett.* **110**, 99-119.
- Class C. et Goldstein S.L., 1997. Plume-lithosphere interactions in the ocean basins: constraints from the source mineralogy. *Earth Planet. Sci. Lett.* **150**, 245-260.
- Class C., Goldstein S.L., Altherr R. et Bachelery P., 1998. The process of plume–lithosphere interactions in the ocean basins - The case of Grande Comore. . *J. Petrol.* **39**, 881-903.
- Class C., Goldstein S.L., Stute M., Kurz M.D. et Schlosser P., 2005. Grande Comore Island: a well-constrained "low  $^3\text{He}/^4\text{He}$ " mantle plume. *Earth Planet. Sci. Lett.* **233**, 391-409.
- Claude-Ivanaj C., Bourdon B. et Allègre C.J., 1998. Ra–Th–Sr isotope systematics in Grande Comore Island: a case study of plume–lithosphere interaction. *Earth Planet. Sci. Lett.* **164**, 99-117.
- Cohen R. S. et O'Nions R. K., 1982. Identification of recycled continental material in the mantle from Sr, Nd and Pb isotope investigations. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **61**, 73-84.
- Eisele J., Sharma M., Galer S.J.G., Blichert-Toft J., Devey C.W. et Hofmann A.W., 2002. The role of sediment recycling in EM-1 inferred from Os, Pb, Hf, Nd, Sr isotope and trace element systematics of the Pitcairn hotspot. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **196**, 197-212.
- Ellam R.M. et Stuart F.M., 2004. Coherent He–Nd–Sr isotope trends in high  $^3\text{He}/^4\text{He}$  basalts: implications for a common reservoir, mantle heterogeneity and convection. *Earth Planet. Sci. Lett.* **228**, 511-523.
- Escrig S., Doucelance R., Moreira M. et Allègre C.J., 2005. Os isotope systematics in Fogo basalts: evidence for lower continental crust residing in the oceanic lithosphere beneath the Cape Verde Islands. *Chem. Geol.* **219**, 93-113.
- Farley K.A., Natland J.H. et Craig H., 1992. Binary mixing of enriched and undegassed (primitive?) mantle components (He, Sr, Nd, Pb) in Samoan lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.* **111**, 183-199.
- Flower M.F.J., Schmincke H.U. et Thompson R.N., 1975. Phlogopite stability and the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  step in basalts along the Reykjanes ridge. *Nature* **254**, 404-406.
- Gasperini D., Blichert-Toft J., Bosch D., Moro A. Del, Macera P., Télouk P. et Albarède F., 2000. Evidence from Sardinian basalt geochemistry for recycling of plume heads into the Earth's mantle. *Nature* **408**, 701-704.
- Gast P.W., Tilton G.R. et Hedge C., 1964. Isotopic composition of lead and strontium from Ascension and Gough islands. *Science* **145**, 1181-1185.
- Hart S.R., 1988. Heterogeneous mantle domains : Signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **90**.
- Hart S.R., Hauri E.H., Oschmann L.A. et Whitehead J.A., 1992. Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. *Science* **256**, 517-520.



- Hauri E.H., J.A.Whitehead et Hart S.R., 1994. Fluid dynamic and geochemical aspects of entrainment in mantle plumes. . *J. Geophys. Res.* **99**, 24275-24300.
- Hawkesworth C. J., Kempton P. D., Rogers N. W., Ellam R. M. et Calsteren P. W. van, 1990. Continental mantle lithosphere, and shallow level enrichment processes in the Earth's mantle. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **96**, 256-268.
- Hawkesworth C.J., Rogers N.W., Calsteren P.W.C. van et Menzies M.A., 1984. Mantle enrichment processes. *Nature* **311**, 331-335.
- Hofmann A.W., 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature* **385**, 219-229.
- Hofmann A.W. et Hart S.R., 1978. An assessment of local and regional isotopic equilibrium in the mantle. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **38**, 44-62.
- Honda M., MacDougall I., Patterson D.B., Doulgeris A. et Clague D., 1991. Possible solar noble gas component in Hawaiian basalts. *Nature* **349**, 149-151.
- Kurz M.D., Jenkins W.J., Schilling J.-G et Hart S.R., 1982. Helium isotopic variation in the mantle beneath the central North Atlantic Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* **58**, 1-14.
- Mazor E., Heymann D. et Anders E., 1970. Noble gases in carbonaceous chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta* **34**, 781-824.
- McKenzie D. et O'Nions R.K., 1983. Mantle reservoirs and ocean island basalts. *Nature* **301**, 229-231.
- Moreira M. et Allègre C.J., 1998. Helium-Neon systematics and the structure of the mantle. *Chem. Geol.* **147**, 53-59.
- Parman S.W., Kurz M.D., Hart S.R. et Grove T.L., 2005. Helium solubility in olivine and implications for high  $^3\text{He}/^4\text{He}$  in ocean island basalts. *Nature* **437**, 1140-1143.
- Späth A., Roex A.P. Le et Duncan R.A., 1996. The geochemistry of lavas from the Comores archipelago, Western Indian ocean: Petrogenesis and mantle source region characteristics. *J. Petrol.* **37**, 961-991.
- Valbracht P.J., Staudacher T., Malahoff A. et Allègre C.J., 1997. Noble gas systematics in deep rift zone glasses from Loihi seamount. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **150**, 399-411.
- Vollmer R., 1983. Earth degassing, mantle metasomatism, and isotopic evolution of the mantle. *Geology* **11**, 452-454.
- Weaver B.L., 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **104**, 381-397.
- White W.M., 1985. Sources of oceanic basalts: radiogenic isotopic evidence. *Geology* **13**, 115-118.
- White W.M., 1995. The fifth plume component. In: D.L. Anderson (Ed.), *Plume 2. Terra Nostra 3*. Alfred Wegener-Stiftung, Bonn.
- Woodhead J.D., 1996. HIMU in an oceanic setting : The geochemistry of Mangaia Island (Polynesia) and temporal evolution of the Cook-Austral hotspot. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **72**, 1-19.
- Woodhead J.D. et Devey C.W, 1993. Geochemistry of the Pitcairn seamount, 1: source character and temporal trends. *Earth Planet. Sci. Lett.* **116**, 81-99.
- Zindler A. et Hart S.R., 1986. Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.* **14**, 493-571.
- Zindler A., Jagoutz E. et Goldstein S.L., 1982. Nd, Sr, and Pb isotopic systematics in a three component mantle : A new perspective. *Nature* **298**, 519-523.





---

# CHAPITRE I

---

## LES INTERACTIONS DE FAIBLES PROFONDEURS

*Une partie de la signature géochimique des magmas est héritée lors de leur transferts depuis la région source vers la surface. Ainsi, les laves échantillonnées en surface se distinguent des magmas originels. Cette modification de l'information géochimique se fait par divers processus d'interactions entre les liquides et les différents réservoirs croisés entre la zone source et le lieu de mise en place (lithosphère, croûte, enveloppes fluides superficielles), particulièrement documentés dans un contexte continental.*

*Dans ce chapitre je suivrai le chemin inverse des laves, afin de remonter de l'échantillon, seul observable géochimique, vers la source des magmas dans un contexte océanique. Ainsi, je décrirai en premier lieu les effets de l'interaction entre les laves en place et l'eau de mer. Puis je discuterai des effets des processus de chambre magmatique (AFC) au sein d'une croûte océanique, ainsi que l'interaction des magmas avec la lithosphère océanique (PLI). Enfin, je m'intéresserai au processus même de genèse des magmas par fusion partielle.*

## **I. INTERACTION POST-ERUPTIVE AVEC L'EAU DE MER**

L'interaction entre l'eau de mer et les produits volcaniques lors des étapes sous-marines et sous-atmosphériques (contamination par le biais d'embruns) peut significativement affecter la signature géochimique des OIB. L'eau de mer est en effet caractérisée par une concentration en Sr élevée (7720 µg/L ; Menzies et Seyfried, 1979) au regard des autres éléments traces qu'elle contient, mais aussi par une composition isotopique de Sr plus radiogénique que la gamme des OIB ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.7092$  ; Menzies et Seyfried, 1979 – OIB :  $0.7028 < ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.707$ ). L'interaction post-éruptive des OIB avec l'eau de mer peut donc résulter en une augmentation à la fois de la concentration mais aussi du rapport isotopique de Sr (Dasch et al., 1973; O'Nions et Pankhurst, 1974). A l'opposé de ce comportement, les autres rapports isotopiques classiquement utilisés dans les études des OIB ( $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ ,  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{188}\text{Os}/^{187}\text{Os}$  et  $^{177}\text{Hf}/^{176}\text{Hf}$ ) ne sont pas affectés par cette interaction car les éléments concernés sont trop peu concentrés dans l'eau de mer.

Quelques auteurs ont cherché à quantifier les effets de cette interaction. Menzies et Seyfried (1979) ont aussi caractérisé de manière expérimentale les variations des éléments traces et du rapport isotopique de Sr dans des basaltes altérés, pour des températures de 150 à 300°C, et un rapport de masse eau/roche de 10 à 125 (P = 500 bars pour toutes les expériences). Ils ont observé que les variations en K et Rb, perdus par lessivage, et en Sr, enrichi par cristallisation de calcite secondaire, sont principalement fonction de la température. En revanche, la mobilité des éléments est moins dépendante du rapport eau/roche. Plus récemment, l'étude de la variabilité (rapport de l'écart type sur la moyenne de la concentration d'un élément donné dans une population, notée V ; Schiano et al., 1993a) et des rapports de concentrations en éléments traces de populations altérées et non altérées d'échantillons de l'île de Fangataufa (Schiano et al., 1993b) ont permis aux auteurs de définir des diagrammes permettant de distinguer les éléments sensibles à l'altération, ainsi que les processus responsables de leur re-mobilisation (fig.I-1). La sensibilité d'un élément à un processus d'altération est mis en valeur par une anomalie (qu'elle soit positive ou négative) dans un diagramme  $V_{\text{pop. fraîche}}$  vs.  $V_{\text{pop. altérée}}$  (fig I-1a). Cette anomalie reflète la tendance du processus d'altération à détruire les corrélations observées dans les échantillons frais. Ainsi, en examinant les rapports de concentration d'un même élément dans deux populations différentes (une fraîche et une altérée), il est possible de déterminer si le processus d'altération était une précipitation de phase secondaire (fig. I-1b), la dissolution d'une phase d'origine magmatique (fig. I-1c) ou la superposition de ces deux processus (évolution en système clos) (fig. I-1d).

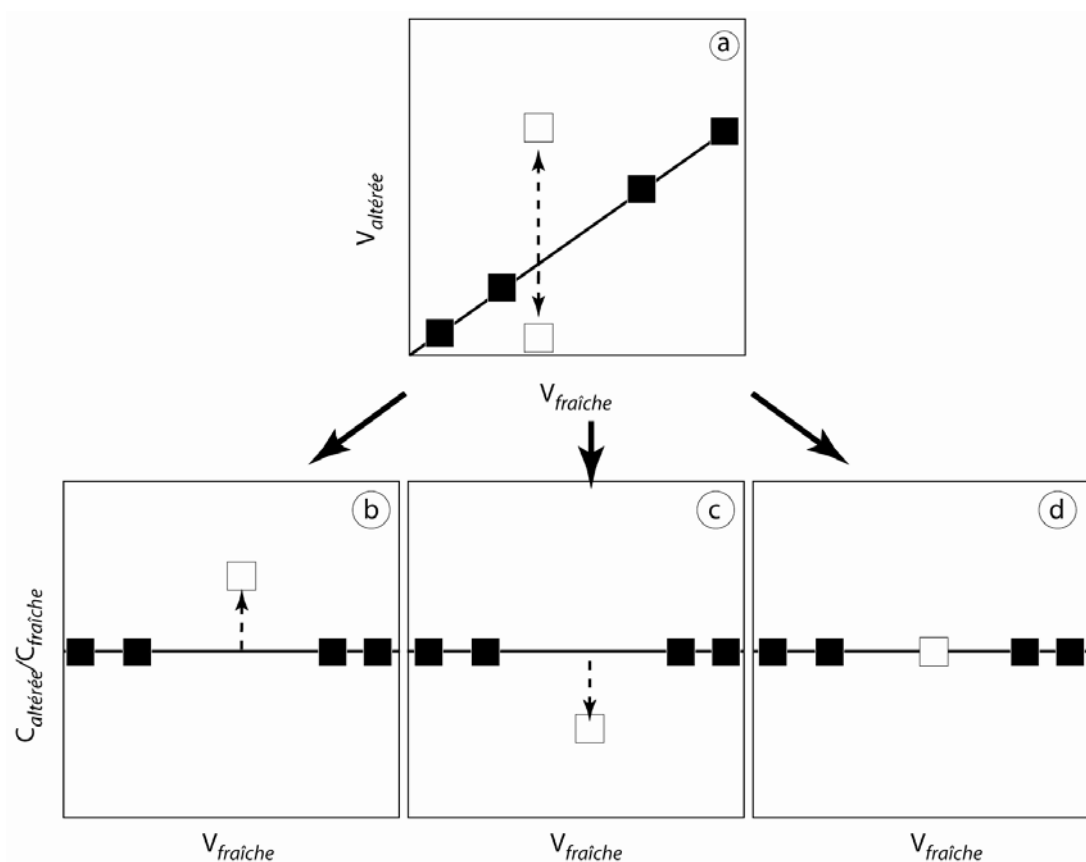


Figure I-1 : Schéma simplifié montrant les relations entre variabilité et concentration d'un élément en trace mesurées dans deux populations d'échantillons altérés et non altérés (modifié d'après Schiano et al., 1993b). (a) Les éléments insensibles au processus d'altération s'alignent sur une droite croissant l'origine dans un diagramme  $V$  vs.  $V$  alors que les éléments sensibles ne s'alignent pas. (b) Une concentration plus élevée dans la population altérée indique la précipitation d'une phase secondaire. (c) A l'opposé, une concentration plus faible indique la mise en solution de cet élément. (d) Une concentration identique une évolution en système clos (dissolution-précipitation).

En parallèle, certains auteurs se sont concentrés sur des moyens de s'affranchir de l'interaction post-éruptive avec l'eau de mer et ainsi de retrouver le rapport isotopique initial des échantillons. Les études de Dasch et al. (1973) et Dupré et al. (1982) ont montré l'efficacité des techniques de lessivage dans ce but. Ces deux auteurs ont attribué le  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  élevé de quelques échantillons à de la cristallisation de calcite secondaire. Ils ont donc effectué diverses expériences de lessivage afin d'éliminer cette phase non magmatique et de mesurer le rapport isotopique de Sr vrai de ces échantillons. De deux procédures décrites par Dash et al. (1973), Dupré et al. (1982) ont choisi d'exécuter un lessivage à l'acide chlorhydrique (HCl 6N) sur des échantillons basaltiques de l'île de Terceira (archipel

des Açores) et ont montré que des corrélations entre isotopes du Sr et du Pb (non affecté par l'interaction avec l'eau de mer) pouvaient être retrouvées.

Les expériences de Dupré et al. (1982) ont été menées sur des échantillons ayant un  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  extrêmement modifié (valeur atteignant 0,707) et, par conséquent, faciles à identifier. Le lessivage (HCl 6N, 100°C) d'échantillons basaltiques de l'île de São Nicolau (archipel du Cap Vert), qui présentaient des traces macroscopiques de cristallisation de calcite secondaire mais dont le rapport isotopique de Sr restait cohérent avec les variations mesurées à l'échelle de l'archipel, ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0.704$  ; cf. Doucelance et al., 2003), montre également des variations significatives de ce rapport. Le rapport isotopique des résidus (c'est à dire des échantillons lessivés) décroît dans un premier temps en fonction de la durée du lessivage jusqu'à une valeur minimum, qui peut être interprétée comme la valeur vraie de l'échantillon non altéré (fig. I-2). Ensuite, nous pouvons observer une légère augmentation du rapport isotopique  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , qui n'est significative qu'après quelques heures et reste toutefois limitée après un lessivage de 24h. Une explication de cette augmentation pourrait être une contamination progressive du résidu au contact du lessivat. A l'opposé de ce comportement, le rapport  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  reste constant tout au long de l'expérience (fig. I-2), montrant qu'à la fois l'eau de mer et le lessivage n'influencent pas ce rapport isotopique. Des expériences de lessivage ont aussi été menées pour mesurer son effet sur les rapports isotopiques de Pb sur deux échantillons de l'île de São Nicolau. Les deux échantillons possédant les rapports les plus extrêmes ont subi un lessivage toutefois moins poussé (1h dans l'HCl 6M – 100°C) dans le but de conserver une quantité mesurable de Pb dans l'échantillon. Aucun des échantillons n'a montré de variations à la suite du lessivage. D'après ces résultats, il apparaît donc que même des échantillons ayant un rapport isotopique de Sr relativement faible ( $<0.704$ ) peuvent refléter une interaction avec l'eau de mer. Ils doivent donc être traités par lessivage avant attaque acide et séparation chimique, afin de recouvrer l'information « *ante-alteration* ».

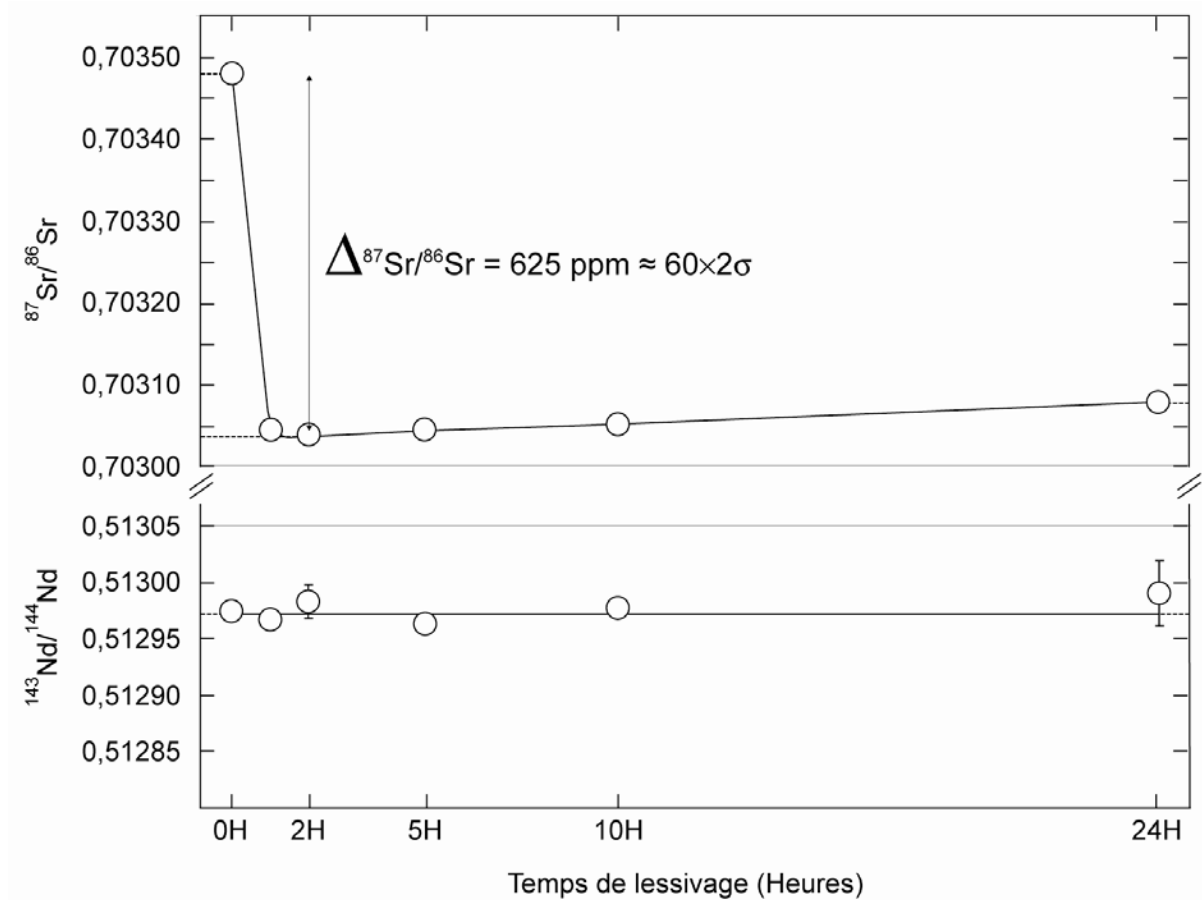


Figure I-2 : Evolution du rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  dans le résidu de lessivage d'un basalte altéré avec la durée de l'expérience. Ce test a été effectué avec plusieurs aliquotes de la même poudre de l'échantillon SN15 (Ile de São Nicolau, Cap Vert) plongées dans de l'HCl 6M à 100°C. Ce test nous permet d'optimiser le temps de lessivage nécessaire à retrouver le rapport isotopique de Sr que le basalte possédait avant le processus d'altération. On notera la constance du  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ , montrant que la technique utilisée n'a pas d'effet négatif sur les autres traceurs de sources sur lesquels nos études sont basées.

La mesure des lessivats reliés aux expériences décrites ci-dessus apporte elle aussi des informations intéressantes. Bien que les  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  des lessivats soient, comme attendus, plus radiogéniques que les rapports mesurés dans la roche totale et le résidu de lessivage, ils ne possèdent pas des valeurs proches de la composition de l'eau de mer ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.7092$ ). Ceci nous permet de discuter la nature de nos expériences de lessivage. Ces dernières représentent plutôt une attaque partielle des poudres d'échantillons qu'une tentative d'élimination d'une phase secondaire. Une partie du basalte non altéré est donc aussi dissoute pendant la procédure de lessivage, impliquant que les concentrations d'éléments en traces des résidus de lessivage ne sont pas représentatives des échantillons.

L'utilisation de la procédure de lessivage pour des échantillons de l'île de São Nicolau sans traces macroscopiques d'altération résulte en un nouvel alignement dans le diagramme  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (fig. I-3). Bien que les variations du rapport isotopique de Sr dues au lessivage soient faibles, elles sont significatives au regard des variations mesurées à l'échelle de l'archipel du Cap Vert.

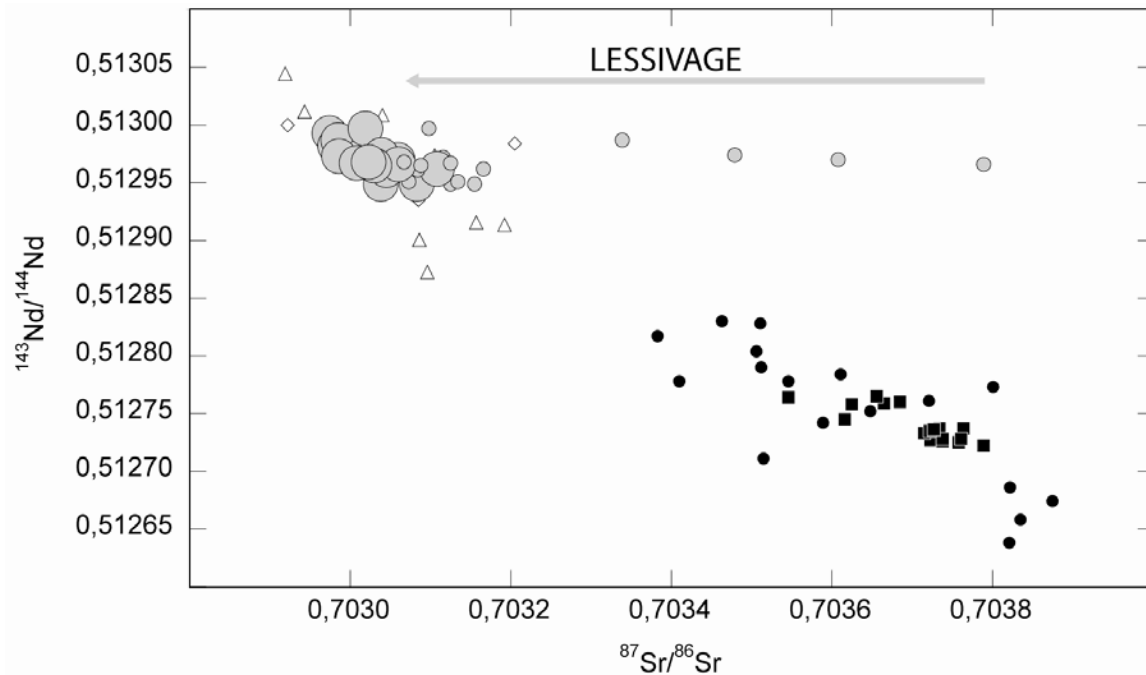


Figure I-3 : Comparaison de la répartition des échantillons de l'île de São Nicolau dans un diagramme  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  avant et après lessivage. Le reste des échantillons du Cap Vert est montré pour indiquer la gamme de variation à l'échelle de l'archipel.

## **II. ASSIMILATION ET CRISTALLISATION FRACTIONNEE (AFC)**

L'un des principaux processus d'assimilation pouvant être responsable des variations chimiques et isotopiques dans les OIB opère au sein d'une chambre magmatique, via la combinaison d'un processus d'Assimilation et l'action de la Cristallisation Fractionnée (AFC). Ce processus apparaît dans un cadre bien plus large que celui de la mise en place des OIB. En effet, de nombreuses études ont mis en évidence des variations liées au stockage en chambre magmatique pour les basaltes échantillonnés en domaines continentaux. En ce qui concerne les OIB, ce processus se produit en sub-surface, dans la croûte océanique, où les

liquides issus du panache sous-jacent peuvent être stockés, pendant des durées variables, avant éruption.

L'AFC consiste principalement en un mélange entre les liquides issus de la fusion du panache et les parois de la chambre magmatique. De manière générale, la chaleur initiale des magmas n'est pas suffisante pour induire une fusion significative du substrat hôte de la chambre magmatique, et la chaleur nécessaire provient de la cristallisation d'assemblages minéralogiques divers, lors du refroidissement du système. Ainsi, plus les magmas se différencient, plus ceux-ci peuvent assimiler des roches environnantes. Dans cette section, je discuterai deux modèles quantitatifs d'AFC (DePaolo, 1981; Spera et Bohrsen, 2001), puis j'illustrerai mon propos avec l'exemple des basaltes historiques de l'île de Fogo (Doucélance et al., 2003; Escrig et al., 2005).

## II.1. LE PREMIER FORMALISME MATHÉMATIQUE

Au début des années 1980, Taylor (1980) et DePaolo (1981) ont été les premiers à développer des modèles quantitatifs relatifs à l'évolution des magmas pendant leur ascension et leur mise en place. Depuis cette époque, de nombreuses études ont utilisé les équations de DePaolo (1981) pour calculer les modifications de la chimie des liquides subissant un processus d'AFC.

Ces équations sont basées sur un bilan de masse. Elles expriment le fait que les compositions chimiques et isotopiques des liquides représentent à la fois la différenciation magmatique par cristallisation fractionnée, mais aussi le mélange avec les parois de la chambre.

La première équation traduit la variation de la concentration d'un élément trace dans le magma en fonction du temps. Pour un élément donné, la concentration  $C_m$  est donnée par :

$$C_m = C_m^o \times \left[ F^{-z} + \left( \frac{r}{r-1} \right) \times \frac{C_a}{z \times C_m^o} \times (1 - F^{-z}) \right] \quad \text{Eq. I-A}$$

Dans l'équation I-A  $C_m^o$  est la concentration initiale du magma,  $C_a$  représente la concentration dans le réservoir hôte de l'élément considéré,  $F$  est la proportion massique de liquide silicaté, normalisé à la masse initiale de magma,  $r$  est le rapport entre assimilation et cristallisation, et  $z$  est le terme prenant en compte les coefficients de partage ( $z = (r + D^i - 1) / (r - 1)$  avec  $D^i$  étant le coefficient de partage de l'élément considéré).



La deuxième équation de DePaolo (eq. I-B) nous permet d'avoir accès au rapport isotopique du magma ( $\varepsilon_m$ ) :

$$\varepsilon_m = \frac{\frac{r}{r-1} \times \frac{C_a}{z} \times (1 - F^{-z}) \times \varepsilon_a + C_m^o \times F^{-z} \times \varepsilon_m^o}{\frac{r}{r-1} \times \frac{C_a}{z} \times (1 - F^{-z}) + C_m^o \times F^{-z}} \quad \text{Eq. I-B}$$

ici,  $\varepsilon_m^o$  est le rapport isotopique du magma non contaminé,  $C_m^o$  est la concentration initiale du magma en l'élément considéré (i.e. Sr pour le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , Nd pour le rapport  $^{144}\text{Nd}/^{143}\text{Nd}$ , Pb pour les rapports  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , etc...),  $\varepsilon_a$  est le rapport isotopique du contaminant, et  $C_a$  est la concentration de l'élément considéré dans les parois de la chambre magmatique.

Le paramètre le plus critique dans ces deux équations (I-A et I-B) est le rapport de masse entre cristallisation et assimilation. Ce rapport influence en premier lieu le bilan de masse ( $F$ ) entre le magma à un temps donné et le magma en son état initial, et, en deuxième lieu, pondère le poids des coefficients de partage dans le paramètre  $z$  (un faible taux de cristallisation diminue de fait le fractionnement chimique observé par la ségrégation de minéraux). La valeur du rapport de masse  $r$ , qui est fixée de manière arbitraire et considérée comme constante à travers le temps, doit donc reposer sur des contraintes fortes, idéalement d'origine géologique.

Les deux équations de DePaolo (1981) ont permis de modéliser les variations isotopiques et élémentaires observées par de nombreux auteurs, mais restreignent les possibilités de changement dans le remplissage de la chambre magmatique. Des améliorations de ce modèle ont été développées afin de réconcilier la modélisation géochimique avec la réalité géologique des chambres magmatiques en ajoutant la recharge de magmas (DePaolo, 1985), les processus de dégazage (Marty et al., 2001) et d'immiscibilité (Ray, 1998). Cependant, il nous faut noter que tous ces modèles sont seulement basés sur la conservation des espèces et de la masse. En effet, ce modèle ne prend en compte aucune contrainte d'origine physique, portant sur la quantité de matériel assimilé par les liquides issus du panache, ou sur le lien entre cette quantité et l'étendue de la cristallisation fractionnée. De plus, une hypothèse de base du modèle d'AFC est que l'assimilation de réservoir hôte se fait sans aucun fractionnement chimique, c'est-à-dire que le magma incorpore des morceaux entiers de parois plutôt que des liquides issus de sa fusion partielle.

## **II.2. CONSERVATION DE L'ÉNERGIE DANS L'AFC**

Un résultat important des modèles numériques et analogiques des processus de chambre magmatique (Huppert, 1989; Tait et Jaupart, 1989; Koyaguchi et Kaneko, 1999; Kaneko et Koyaguchi, 2004) est l'existence de la fusion partielle des parois au toit et au plancher des chambres magmatiques. Ce résultat implique que le matériel assimilé par le magma contenu dans la chambre est fractionné chimiquement. De plus, comme discuté précédemment, le processus d'AFC n'est pas éternel et est limité par la possibilité pour le liquide d'interagir avec le réservoir hôte. En effet, l'interaction peut se faire tant qu'il y a une quantité de chaleur suffisante dans le système pour permettre la fusion partielle des parois.

Prenant en compte ces considérations sur la physique du processus d'ACF, Spera et Bohrsen (2001) ont développé un nouveau modèle basé sur la conservation de la masse, des espèces mais aussi de l'énergie. Dans ce modèle, le taux d'assimilation/cristallisation (noté  $r$  par (DePaolo, 1981)) est considéré comme variable et est exprimé en fonction des propriétés thermodynamiques du système magma/chambre. De plus, l'assimilation de liquides anatectiques produits par fusion fractionnée et extraits des parois (qui en sont leurs sources) est envisagée et prise en compte.

Du point de vue mathématique, le modèle de Spera et Bohrsen (2001) peut être divisé en deux parties. La première établit le lien entre la masse de matériel assimilé et la température d'équilibre du système, avec l'approximation que la chaleur libérée par la cristallisation d'assemblages minéralogiques dans la chambre est entièrement utilisée pour la fusion partielle des parois. La deuxième partie exprime quant à elle les variations thermiques et géochimiques au sein du système magma/chambre en prenant en compte la conservation de l'énergie. Il faut noter que les calculs se font avec la double hypothèse que (i) la fusion partielle des parois se fait selon une fusion fractionnée discontinue, et (ii) les coefficients de partage sont dépendants de la température selon une loi d'Arrhenius.

Les variations chimiques et isotopiques sont calculées toutes les deux comme découlant du bilan entre l'assimilation et la cristallisation. Pour autant, il faut noter que la cristallisation fractionnée à haute température ne fractionne ni les isotopes stables légers (O, C, N, ...), ni les isotopes radiogéniques lourds classiquement utilisés dans le traçage des sources mantelliques (Sr, Nd, Pb, Hf). Ainsi, seuls les éléments en traces sont affectés par la cristallisation

En contraste avec le modèle d'AFC de DePaolo (1981) et ses améliorations successives, l'approche développée par Spera et Bohrsen (2001) est basée sur une seule valeur arbitraire –la température d'équilibre du système magma/chambre– et quelques hypothèses : (i) tous les liquides anatectiques sont extraits des parois ; et (ii) le processus d'extraction est une fusion fractionnée. Tous les autres paramètres sont calculés selon le profil de température

du système et/ou sont déterminés de manière indépendante. Ce modèle, en revanche, requiert une quantité très importante d'informations (températures du magma et des parois, capacités calorifiques des réservoirs impliqués, enthalpie de cristallisation, ...) pour être appliqué.

### **II.3. ETUDE DE CAS : LES BASALTES HISTORIQUES DE L'ÎLE DE FOGO, CAP VERT.**

L'île de Fogo se situe dans la partie méridionale de la structure en fer à cheval qui définit l'archipel du Cap vert. Les études isotopiques à l'échelle de cet archipel (Gerlach et al., 1988; Doucelance et al., 2003) ont révélé l'existence d'un mélange binaire impliquant toutes les îles de la partie Sud. Cet alignement a été interprété comme le résultat d'un mélange entre (i) un pôle commun aux îles du Nord et aux îles du Sud, et (ii) un pôle de type EM1, spécifique aux îles du Sud. Ces études ont toutes deux proposées la localisation profonde du pôle commun à l'intérieur du panache du Cap vert. Ceci n'est en revanche pas le cas pour le pôle de type EM1 pour lequel la question de la localisation profonde (dans le panache) ou superficielle reste ouverte. Récemment, Escrig et al. (2005) ont mesuré les isotopes de l'Os dans les basaltes historiques de l'île de Fogo (échantillons précédemment documentés par Doucelance et al., 2003). Leurs résultats sont en accord avec le mélange binaire déjà observé avec les isotopes du Sr, Nd et Pb. Escrig et al. (2005) ont aussi observé une progression temporelle globale dans les proportions de mélange (fig. I-4), les échantillons les plus jeunes étant les plus proches du pôle de type EM1.

Dans le cas d'un mélange superficiel, une telle variation peut être expliquée par la recharge progressive d'une chambre magmatique qui n'aurait pas totalement été vidangée par les éruptions précédentes. Il en résulterait le mélange de magmas plus anciens, ayant déjà subi un processus d'assimilation, avec des liquides primitifs, donnant ainsi au réservoir magmatique une signature isotopique intermédiaire, évoluant avec le temps vers le contaminant (ici le pôle type EM1). Dans le cas d'une origine profonde, on pourrait expliquer l'évolution temporelle des compositions isotopiques par une variation des conditions de fusion partielle dans le panache qui favoriserait l'expression du composant à l'origine du pôle enrichi. Pour autant, les échantillons proviennent de coulées récentes, séparées pour la plupart de seulement quelques dizaines d'années. Il semble donc improbable que les paramètres de fusion de la source profonde des magmas aient pu varier de façon aussi radicale. Je favoriserai donc l'explication par un mélange superficiel de type ACF, donc les temps caractéristiques varient entre la semaine et l'année (Edwards et Russell, 1998).

En regardant de plus près les variations des éléments majeurs et traces des échantillons basaltiques de l'île de Fogo (fig. I-5), on remarque que les relations temporelles, bien que toutefois plus dispersées, sont conservées. Cette observation exprime le fait que les éléments majeurs et traces sont sensibles à la fois au mélange et aux processus de différenciation, alors que les rapports des isotopes d'un même élément (pourvu qu'il soit assez lourd) sont seulement modifiés par mélange. Trois échantillons pointent cependant en dehors de la tendance globale définie par le reste des basaltes. Deux explications peuvent être avancées : (i) ces échantillons se sont différenciés via la cristallisation d'espèces minérales différentes de celles impliquées dans les autres échantillons. Pour autant, cette hypothèse paraît difficile à accréditer tant il faudrait faire varier les conditions de Pression-Température et/ou la composition chimique des liquides primitifs ; (ii) ces échantillons reflètent un degré plus élevé de différenciation d'un liquide initialement plus influencé par la signature du panache.

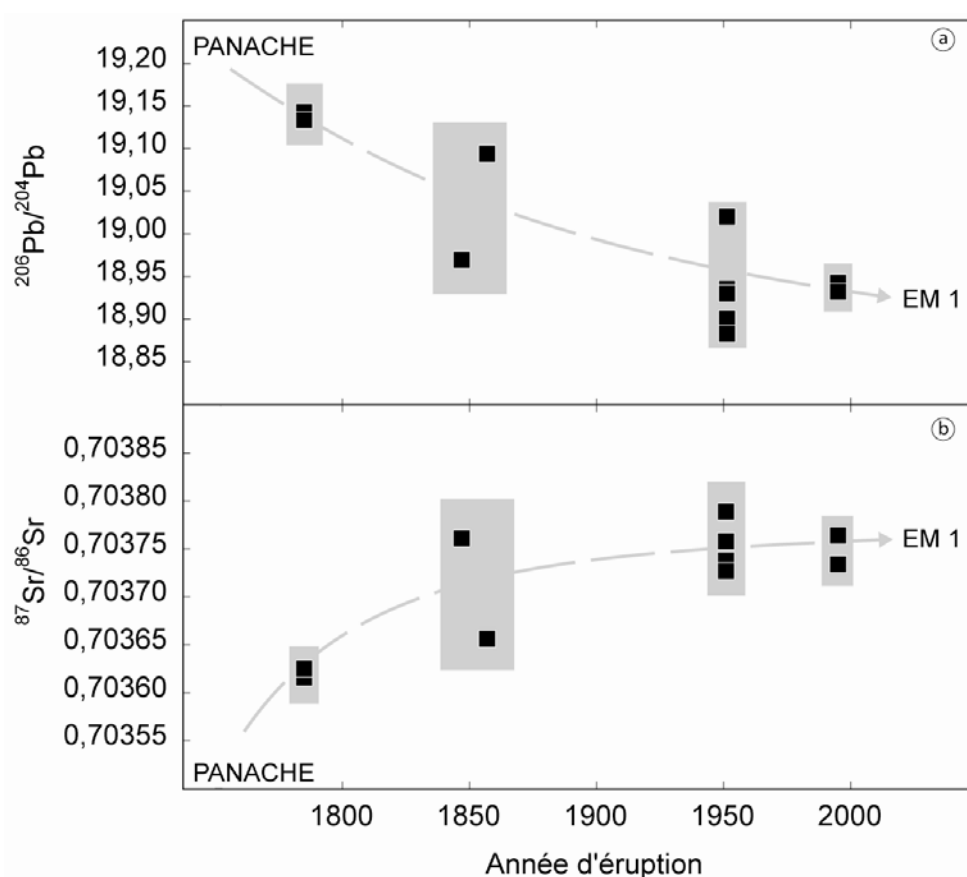
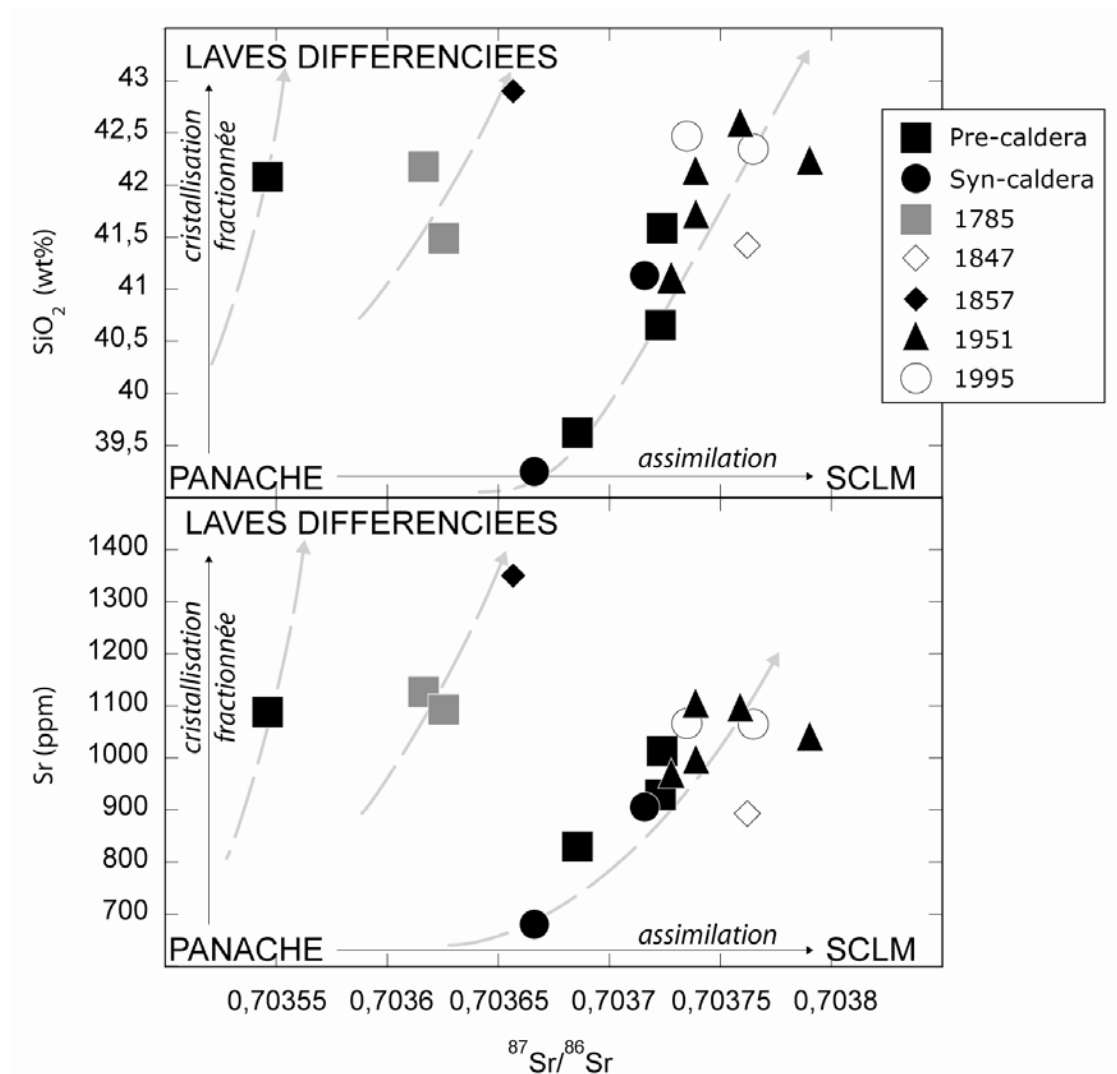


Figure I-4 : Evolution temporelle des rapports isotopiques  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  dans les laves historiques de l'île de Fogo, archipel du Cap Vert (données issues de Escrig et al., 2005). On note l'évolution systématique vers des compositions de type EM1 ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  faible et  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  élevé) alors que les plus vieux échantillons ont des compositions à  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  élevé et  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  faible, montrant une influence plus forte du panache dans la compositions des laves.

Concernant l'évolution temporelle des compositions chimiques et isotopiques de Fogo (fig. I-5), l'échantillon le moins radiogénique (en termes de rapport isotopique de Sr) est celui qui est le moins contaminé (éventuellement non contaminé) par le pôle de type EM1 par rapport aux autres basaltes étudiés. Ainsi, l'information chimique et isotopique « *ante-AFC* » peut seulement être approchée par des valeurs minimales (ici les plus fortes valeurs des rapports isotopiques de Pb) et maximales (ici la plus faible valeur du rapport isotopique de Sr). Des contraintes additionnelles sont donc requises pour déterminer de manière précise la signature chimique et isotopique des magmas primitifs de l'île de Fogo.



L'existence de co-variations entre éléments majeurs, traces et les rapports isotopiques démontre qu'à la fois différenciation et mélange sont étroitement liés dans le processus d'AFC. Ce résultat est en accord avec le modèle de Spera et Bohrsen (2001). Une telle relation est la conséquence de la libération de l'énergie latente de cristallisation qui permet le chauffage et la fusion partielle des parois de la chambre magmatique, dont les liquides issus sont ensuite assimilés par les magmas stockés.

### III. INTERACTION « PANACHE-LITHOSPHERE » (PLI)

Les processus d'AFC (voir §II de ce chapitre) sont typiques des chambres magmatiques et ont donc lieu à l'intérieur de la partie crustale de la lithosphère océanique. Pour autant, l'assimilation de matériel environnant peut aussi se produire dans la partie mantellique de cette lithosphère pendant l'interaction « Panache-Lithosphère » (PLI). La lithosphère au sens large est définie comme la partie superficielle et rigide de la terre, englobant une partie crustale et une partie mantellique. La base de cette lithosphère se trouve au niveau de l'isotherme 1200°C, marquant un changement de comportement rhéologique. Au-dessus de ce niveau, les matériaux répondent de façon cassante à la déformation et transmettent la chaleur par conduction. En-dessous de cette isotherme, dans l'asthénosphère, la déformation est ductile et le transfert de chaleur se fait par convection et conduction.

L'interaction Panache-Lithosphère a été invoquée dans les quinze dernières années pour expliquer les signatures mesurées dans les échantillons basaltiques post-érosion d'Hawaïi (Kurz et al., 1996; Lassiter et al., 2000), ainsi que dans les laves de Grande Comore (Späth et al., 1996; Class et al., 1998; Claude-Ivanaj et al., 1998), du volcanisme sous-marin de Pitcairn (Woodhead et Devey, 1993) et des Açores (Moreira et al., 1999). D'un point de vue isotopique, l'interaction Panache-Lithosphère correspond à un simple mélange binaire entre les liquides issus du panache et un composant ayant une composition isotopique appauvrie semblable à celle des MORB. Il faut noter toutefois que le terme « *lithosphère* » est hypothétique car il n'existe aucune preuve que cette interaction se produise dans la lithosphère. Le composant assimilé pourrait aussi être entraîné durant la remontée du panache mantellique, tel que l'ont proposé Hauri et al. (1994). De même il serait réducteur de penser que le composant interagissant avec les magmas, issus du panache, ne peut avoir qu'une composition isotopique appauvrie. En effet, il est possible que le composant contaminant soit une lithosphère sous-continentale. Un tel composant peut en effet être amené dans les niveaux superficiels du manteau après délamination lors d'un processus de

rifting. Une autre alternative est celle d'une séparation de la masse continentale par érosion thermomécanique.

L'identification de matériaux impliqués dans une interaction Panache-Lithosphère est difficile car ceux-ci possèdent une composition isotopique que l'on peut retrouver dans des composants recyclés et intégrés dans les sources profondes des panaches mantelliques. Typiquement, une signature isotopiquement appauvrie peut provenir d'une lithosphère océanique recyclée dans une zone de subduction (Chauvel et Hémond, 2000; Gurenko et al., 2006). De même, pour des compositions isotopiques plus enrichies, un recyclage de sédiments (Weaver, 1991; Chauvel et al., 1992) ou de lithosphère sous-continentale recyclée peuvent être invoqués (Cohen et O'Nions, 1982).

Dans cette partie nous discuterons des processus d'implication de tels composants lorsqu'ils ne sont pas intégrés directement dans la source profonde du panache, ainsi que de leurs effets sur la signature géochimique des OIB.

### **III.1. ENTRAINEMENT DE MATÉRIEL ASTHÉNOPHÉRIQUE**

L'entraînement de matériel asthénosphérique par couplage visqueux avec un panache mantellique a été en premier lieu étudié par le biais de la modélisation analogique (Griffiths, 1986; Griffiths et Campbell, 1990). Les implications géochimiques d'un tel phénomène ont ensuite été développées par Hauri et al. (1994). Ces auteurs proposent que le manteau supérieur soit entraîné dans les panaches et qu'il fonde au cours de sa remontée par décompression adiabatique, de manière similaire à la genèse des MORB.

Ce processus permet d'expliquer, par exemple, la présence de tholeiites avec de faibles rapports  $^3\text{He}/^4\text{He}$  dans la partie supérieure d'une carotte du Mauna Kea (Hawaii), ainsi que la décroissance globale de ces rapports (de moins en moins primitifs) de bas en haut de cette carotte (Kurz et al., 1996). Cette décroissance des valeurs d'He est aussi corrélée avec les variations des rapports isotopiques de Sr, Nd et Pb. Elle est interprétée comme une diminution de l'influence du panache dans les laves du Mauna Kea avec le temps. L'entraînement de matériel asthénosphérique permet aussi d'expliquer la présence d'activité volcanique hors de l'axe de la chaîne volcanique de Hawaii avec des compositions de type MORB (Lipman et al., 1989; Clague et al., 1990).

Plus récemment, l'importance de l'entraînement de manteau supérieur lors de la remontée de panache mantellique a été minimisée par la modélisation numérique en 3 dimensions (Farnetani et al., 2002). Ces auteurs expliquent cette divergence de résultats par la



différence du mécanisme de genèse du panache mantellique dans les études respectives (excès de température sur une couche limite dans les modèles numériques ; injection de matière par une source ponctuelle dans les expériences analogiques). De plus, la faible part de matériel asthénosphérique entraînée par le panache ne participe que peu à la fusion partielle lorsque celui-ci arrive sous la lithosphère (Farnetani et Richards, 1995) du fait d'un déficit de chaleur. Si, dans le cas d'un point chaud comme Hawaii, où le volume de lave émis et l'excès de température sont parmi les plus importants mesurés, on peut s'attendre à ce que ce matériel fonde, il paraît difficile qu'un tel mécanisme soit applicable à toutes les localités associées à des panaches mantelliques. Ainsi, il nous faut trouver un autre mécanisme d'interaction pour expliquer l'interaction Panache-Lithosphère.

### **III.2. ASSIMILATION DE LITHOSPHERE OCÉANIQUE**

#### **III.2.1. Composition de la lithosphère**

Un autre mécanisme d'incorporation superficielle de matériel mantellique est son assimilation, par les liquides originaires du panache, au cours de la remontée à travers la lithosphère océanique. La composition de cette lithosphère est très variable car, depuis sa genèse au niveau des rides médio-océaniques jusqu'à son recyclage dans les zones de subduction, elle subit de nombreux processus qui vont la modifier.

Une possibilité de modification de la composition de la lithosphère océanique est liée aux processus métasomatiques au niveau des rides médio-océaniques, notamment les processus hydrothermaux et l'injection de liquides magmatiques non extraits (Langmuir et al., 1992). En se refroidissant, ces liquides forment des poches d'amphiboles et/ou phlogopites. Ces minéraux peuvent fondre en cas d'apport de chaleur (par l'arrivée d'un panache par exemple) et ont des affinités fortes pour certains éléments (Nb, Rb, K, Ta), rendant leur implication assez facilement identifiable. Un exemple pour lequel ce mécanisme a été invoqué est l'île de Grande Comore (Class et Goldstein, 1997; Class et al., 1998).

D'autre part il a été proposé que la lithosphère océanique puisse être contaminée par des produits de fusion de panaches mantelliques même à grande distance horizontale (Dupuy et al., 1993; Woodhead et Devey, 1993). En effet ces auteurs voient l'implication de la lithosphère pacifique, métasomatisée lors du passage à proximité du panache de l'île de Pâques, dans la signature des basaltes des îles Gambier et des volcans sous-marins de Pitcairn.



### **III.2.2. Le processus d'interaction**

Il est difficile de différencier, en termes de composition isotopique Sr-Nd-Pb, la lithosphère océanique assimilée à faible profondeur et ce même composant recyclé. Cependant, la signature en éléments traces de ces deux composants est différente du fait de la présence de minéraux hydratés restreinte aux niveaux superficiels du manteau. La participation de tels minéraux a été identifiée dans les basaltes de l'île de Grande Comore sur lesquels je m'appuierai dans ce paragraphe.

L'île de Grande Comore est composée de deux édifices volcaniques : le Karthala et La Grille, qui ont été actifs simultanément, bien que La Grille semble être plus vieux. Les rapports isotopiques des échantillons de ces deux volcans (Späth et al., 1996; Class et Goldstein, 1997; Class et al., 1998; Claude-Ivanaj et al., 1998; Class et al., 2005) définissent un seul et même mélange dans les diagrammes isotopiques, entre un pôle ayant la même composition que les MORB et un pôle moins appauvri, les basaltes de La Grille étant les plus proches des MORB. Les laves de ces deux édifices possèdent aussi des signatures d'éléments traces différentes dans un diagramme d'abondance vs. ordre d'incompatibilité : les échantillons de La Grille (plus vieux) montrent une anomalie négative en K, ainsi que d'autres plus légères en Ba et Sr, alors que les laves du Karthala (plus jeunes) n'en montrent pas. Cette différence ne peut être expliquée par une hétérogénéité de source (dans la panache mantellique) en raison de la faible distance kilométrique entre les deux édifices et des faibles variations isotopiques. Ces différences peuvent en revanche être reliées à des différences dans le mécanisme de genèse des magmas. Les signatures en éléments traces ont été interprétées comme des indicateurs de la présence d'amphiboles résiduelles dans la source de La Grille, menant à la conclusion que le composant amenant la signature isotopique appauvrie est localisée dans la lithosphère océanique, où l'amphibole est stable. La lithosphère, précédemment métasomatisée au niveau de la ride médio-océanique, subit de faibles degrés de fusion, de telle façon que l'amphibole n'est pas épuisée et retienne K, Ba et Sr. E revanche, l'absence d'une telle signature dans les laves du Karthala reflète un degré plus élevé de fusion, permettant l'élimination de l'amphibole.

Des conclusions similaires ont été avancées pour les séries post-érosion d'Hawaii (Class et Goldstein, 1997). Les échantillons montrent des appauvrissements en Rb, Ba, K et Ta, qui sont interprétés comme la signature de phlogopite résiduelle, et, au second ordre, d'amphibole et d'ilménite. De manière identique à l'île de Grande Comore, l'interprétation d'une telle signature en terme de minéraux résiduels dans la source des laves implique une participation de la lithosphère sous-jacente, précédemment métasomatisée.

### **III.3. INTERACTION AVEC DU MATERIEL CONTINENTAL**

Certains basaltes océaniques ont des compositions isotopiques qui ont été interprétées comme reflétant l'implication de matériel continental (compositions dites « enrichies ») dans leur genèse. Dans certaines localités (ride de Walvis, île de São Miguel), la composition du pôle enrichi est semblable à celle des masses continentales (croûte et/ou lithosphère sous-jacente) situées à proximité, menant donc à la conclusion que la signature enrichie mesurée dans les basaltes de ces localités n'est pas originaire de la source profonde, mais plutôt acquise dans des niveaux plus superficiels (Hawkesworth et al., 1986; Milner et Roex, 1996; Moreira et al., 1999).

Deux mécanismes différents peuvent être imaginés pour expliquer l'origine superficielle d'une telle signature (Class et Roex, 2006) ; En premier lieu, (i) le détachement tectonique de fragments de lithosphère continentale et /ou de croûte continentale (inférieure et/ou supérieure) lors du processus de rifting ; un autre mécanisme potentiel est (ii) l'érosion thermique de la base de la lithosphère sous-continentale par la remontée d'un panache mantellique. La poussée du panache mènerait au détachement de fragments de cette lithosphère dans l'asthénosphère convective. Une fois détachés du socle continental, les fragments de matériel enrichi sont transportés sous le plancher océanique selon un mode qui dépend de la cause du détachement. Dans le cas d'un détachement tectonique, la localisation dans la lithosphère océanique sera directement reliée au mouvement de la plaque sous laquelle ils se trouvent. Dans le cas d'une érosion thermique, la lithosphère sous-continentale détachée sera d'abord intégrée à l'asthénosphère convective, puis transportée selon les lignes de courant mantelliques.

A contrario des différents composants pouvant jouer le rôle de réservoir appauvri dans la signature des OIB, qui peuvent se distinguer grâce à la présence de certaines phases et de certains fractionnements chimiques, le seul moyen d'identifier du matériel continental recyclé ou assimilé superficiellement est l'adéquation entre les compositions isotopiques des pôles enrichis observés dans les OIB et le matériel continental situé à proximité. Ainsi, afin de bien contraindre la localisation en profondeur des pôles enrichis dans les OIB, il est essentiel de bien connaître la variabilité isotopique des cratons continentaux.

### **III.4. INTERACTION PANACHE-LITHOSPHERE ET SIGNATURE DU PANACHE**

Pour conclure sur les interactions Panache-Lithosphère, il faut noter que quelque soit l'origine du composant assimilé, les variations observées dans la signature géochimique résultant d'un tel processus ne sont pas liées à la source. En revanche, elles peuvent

représenter soit un mélange solide-solide entre le panache et du matériel asthénosphérique entraîné au cours de la remontée, soit un mélange liquide-liquide entre les magmas issus de la fusion du panache et ceux issus de la fusion d'une lithosphère océanique ou continentale sus-jacente. De manière similaire à l'AFC, l'interaction Panache-Lithosphère ne nous permet pas de localiser précisément la composition isotopique de la source du panache. En effet, la composition de l'échantillon le plus éloigné du pôle superficiel n'est pas forcément équivalente à la signature du panache, mais peut n'être issue que d'une proportion de mélange moins forte avec le composant assimilé. Une meilleure définition de la composition de la source passerait donc par la connaissance de ces proportions de mélange. De manière pratique, ces proportions sont rarement connues de manière indépendante aux compositions des pôles de mélange. Ainsi dans les chapitres suivants, nous approximerons la composition de la source profonde des OIB par la valeur de l'échantillon servant de pôle de mélange opposé à la lithosphère.

#### **IV. GENESE DES OIB PAR FUSION PARTIELLE**

Le dernier processus que j'aborderai dans ce chapitre est le processus commun à tous les OIB : la fusion partielle. Ce processus, tout du moins à l'équilibre, ne fractionne pas les rapports isotopiques des éléments plus lourds que le fer. Pour autant, il modifie la concentration des éléments en traces entre la phase liquide extraite et la phase solide résiduelle.

Ces fractionnements chimiques peuvent jouer de deux manières sur les compositions isotopiques. En premier lieu, en modifiant les rapports d'abondances entre isotope père et isotope fils d'une réaction de désintégration radioactive dans les produits et résidus de fusion. Cette modification est négligeable lorsque l'on utilise des échantillons relativement jeunes. En deuxième lieu, le processus de fusion partielle modifie les rapports de concentration d'éléments en traces qui définissent la forme des courbes de mélanges dans les diagrammes isotopiques. Enfin, il faut noter que si deux éléments ne sont pas fractionnés au cours de la fusion partielle, ils pourront être considérés comme des analogues des rapports isotopiques et donc comme des traceurs de source.

Le fractionnement chimique ayant lieu au cours du processus de fusion partielle est directement lié au comportement des éléments. En effet, l'affinité pour la phase liquide, ou incompatibilité, n'est pas la même pour tous les éléments. Ainsi, lors de la fusion partielle,

l'évolution du rapport de concentration de deux éléments en traces peut être exprimée selon l'équation I-C :

$$\frac{C_A}{C_B} = \frac{C_{0,A}}{C_{0,B}} \cdot \frac{F + D_B(1-F)}{F + D_A(1-F)} \quad \text{Eq. I-C}$$

où  $A$  et  $B$  sont des éléments en traces subissant la fusion partielle,  $C_{0,A}$  et  $C_{0,B}$  sont les concentrations de chaque élément dans la source des magmas,  $D_A$  et  $D_B$  sont les coefficients de partage solide/liquide des éléments  $A$  et  $B$  et enfin  $F$  le taux de fusion partielle. On peut voir dans cette équation que le rapport de concentration de deux éléments dans un produit de fusion ( $C_A/C_B$ ) est fonction de deux paramètres, le rapport dans la source et la différence d'incompatibilité.

Dans un premier temps, nous discuterons les conséquences des différences de comportement des éléments dans les diagrammes isotopiques, avant de discuter les moyens de classer les éléments en fonction de leur incompatibilité lors de la fusion partielle.

#### **IV.1. EFFET DE LA FUSION SUR LA COURBURE DES HYPERBOLES DE MELANGE**

Les rapports de concentrations d'éléments en traces définissent la courbure des mélanges dans les diagrammes utilisant des rapports isotopiques des éléments concernés. De manière théorique, on peut exprimer un mélange dans un espace isotopique à deux dimensions selon l'équation I-D (Langmuir et al., 1978) :

$$Ax + Bxy + Cy + D = 0 \quad \text{Eq. I-D}$$

où  $x$  et  $y$  sont les rapports isotopiques représentés, et où  $A$ ,  $B$ ,  $C$  et  $D$  sont des paramètres dépendant des compositions isotopiques des pôles ainsi que de la concentration de l'isotope stable situé au dénominateur des rapports isotopiques (ex. :  $^{86}\text{Sr}$  pour le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ).

La courbure de l'hyperbole de mélange est fonction du paramètre suivant (eq. I-E) :

$$r = \frac{y_{IS}^1 \cdot x_{IS}^2}{y_{IS}^2 \cdot x_{IS}^1} \quad \text{Eq. I-E}$$

où  $x_{IS}$  et  $y_{IS}$  sont les concentrations des isotopes stables des rapports isotopiques  $x$  et  $y$  et où les exposants 1 et 2 identifient les pôles de mélange.

Si  $r = 1$ , c'est-à-dire si les rapports de concentration des deux éléments concernés sont identiques dans les deux pôles de mélange ; alors le mélange sera représenté par une droite. Si  $r \neq 1$ , alors le mélange sera décrit par une hyperbole dont la courbure sera fonction du paramètre  $r$ . Dans le cas d'un mélange binaire entre deux composants, il est donc théoriquement possible d'observer plusieurs hyperboles aux courbures différentes selon l'intensité du fractionnement des éléments traces. Ce fractionnement, lors de la fusion, est contrôlé par : (i) le comportement des éléments au cours de la fusion et (ii) le taux de fusion.

Dans la figure I-6, je représente le cas hypothétique de la fusion d'une source à 2 composants, ce qui équivaut à un mélange dans un diagramme isotopique (rapports isotopiques de deux éléments A et B, avec  $D_A < D_B$ ). Dans un but de simplification, je considérerai que les composants avant fusion possèdent des rapports d'éléments traces égaux ( $r=1$ ) et qu'ils réagissent de manière identique au processus de fusion partielle.

Dans un tel cas la variation du paramètre  $r$  est totalement liée à l'ordre d'incompatibilité des éléments dans chaque composant. Les mélanges issus de faibles degrés de fusion se feront sur des hyperboles aux rayons de courbure plus importants, dus à l'enrichissement très important en éléments les plus incompatibles. La convexité des hyperboles sera quant à elle dépendante du rapport des coefficients de partage des éléments A et B dans chaque composant. Si le contraste d'incompatibilité est plus fort dans le composant 2 que dans le composant 1, alors le paramètre  $r$  sera grand et les hyperboles seront concaves, alors que si le composant 1 a un plus grand contraste d'incompatibilité, les hyperboles seront convexes.

De plus dans le cas d'une évolution du taux de fusion de la source, avec des proportions constantes de mélange, l'alignement formé par les échantillons ne sera pas compris entre les compositions isotopiques des deux composants.

Classiquement, les sources hétérogènes invoquées dans la géodynamique chimique sont des sources mixtes péridotite-pyroxénite de type marble cake (Allègre et Turcotte, 1986). Il a été montré que le solidus des pyroxénites était situé à plus faible température que celui des péridotites (Hirschmann et Stolper, 1996). Dans ce cas, on peut considérer deux sources séparées réagissant de façon contrastée au processus de fusion. La forme des hyperboles dépendra alors de la compétition entre le contraste d'ordre d'incompatibilité et le contraste du taux de fusion entre les deux composants. A ce titre, le comportement de ces source est très difficilement appréhendable de manière mathématique et sont d'ailleurs l'objet de recherches de nombreuses équipes de pétrologie expérimentale.

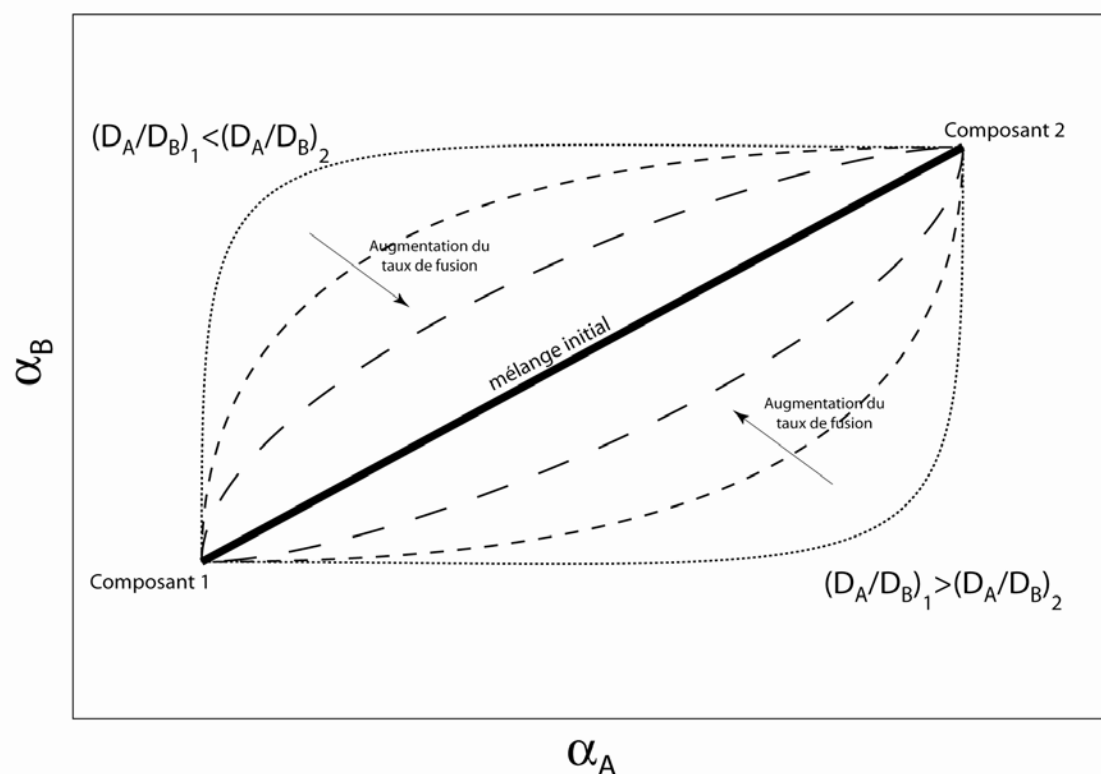


Figure I-6 : représentation théorique de l'effet de séquences d'incompatibilités différentes dans deux composants dont les liquides sont impliqués dans un mélange binaire. Les composants sont supposés avoir le même contraste de composition avant fusion partielle (mélange initial symbolisé par une droite). La fusion à taux identiques des deux composants va générer des enrichissements différentiels qui dépendront des rapports de coefficients de partage dans chaque composant. La modification des rapports de concentration des éléments A et B suite au processus de fusion va influencer sur la courbure des hyperboles de mélange (courbes en pointillés).

Dans la pratique, la composition isotopique et en éléments traces des pôles de mélange est rarement mesurée, mais plutôt déduite des alignements d'échantillons observés dans les diagrammes. Les paramètres des courbes de mélange sont ainsi ajustés pour satisfaire le jeu de données plutôt que réellement définis par des données géologiques. Pourtant, les variations isotopiques dans les OIB sont rarement importantes, et il est donc rare de pouvoir tracer des hyperboles de mélange fortement courbées. Par conséquent il peut subsister une ambiguïté quand à la position réelle des pôles de mélange et leurs compositions.

En effet, un alignement sub-linéaire des échantillons dans un diagramme isotopique peut refléter soit une droite de mélange, soit une portion d'hyperbole (fig. I-7). Un moyen d'éviter cette ambiguïté est de travailler dans un espace vectoriel où les mélanges sont obligatoirement linéaires, c'est-à-dire un espace où le paramètre  $r$  (eq. I-E) est toujours égal à 1. Dans ces espaces, les dénominateurs de chaque rapport isotopique sont identiques.

L'existence de 4 isotopes du plomb, dont 3 issus de désintégrations radioactives, permet la création de tels diagrammes. Je repenserai donc l'identification des pôles de mélanges que j'observerai au cours des études des îles de São Nicolau (archipel du Cap Vert) et de São Jorge (archipel des Açores) principalement sur cet outil.

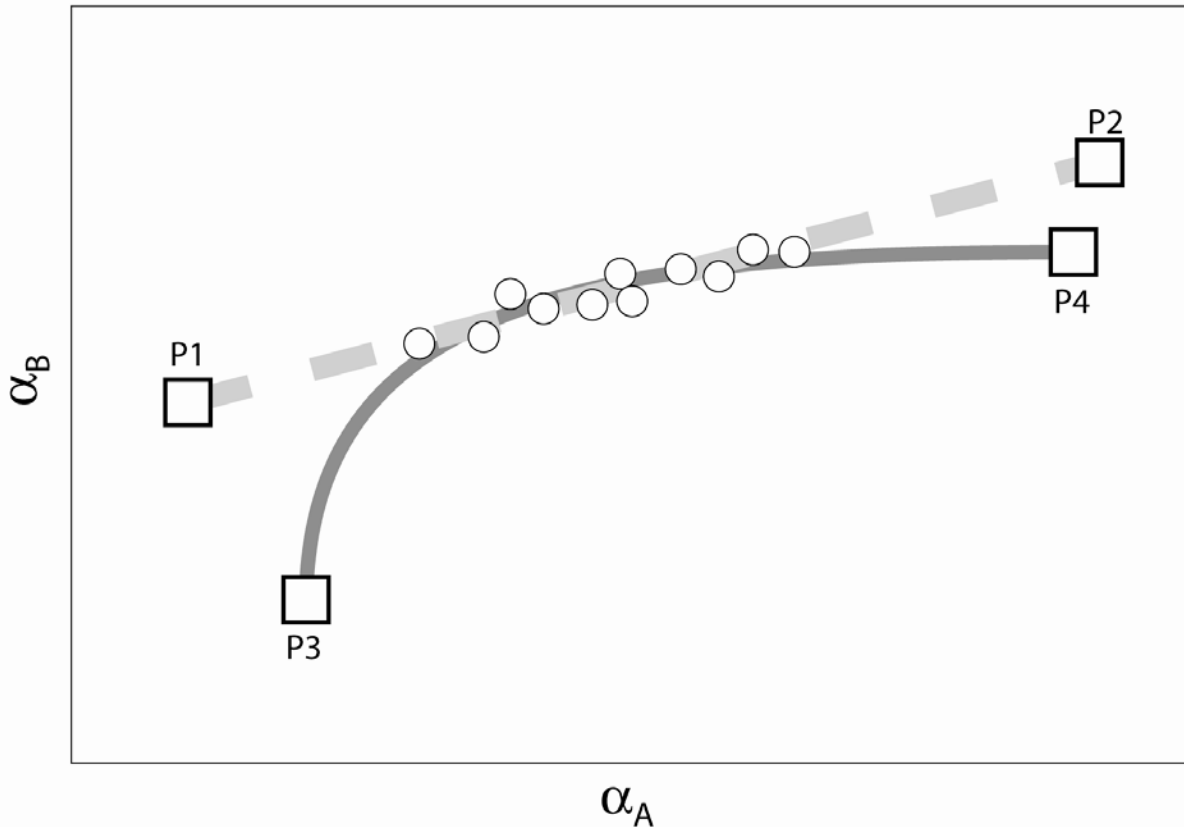


Figure I-7 : Représentation schématisée de l'ambiguïté dans la définition des pôles de mélanges dans un diagramme isotopique ( $\alpha_A$  et  $\alpha_B$  sont les rapports isotopiques de deux éléments A et B). La population d'échantillons étudiée est représentée par les ronds blancs. 2 mélanges binaires peuvent satisfaire le jeu de données : (i) un premier mélange linéaire entre les pôles P1 et P2 ; et (ii) un mélange avec un fort contraste de composition entre les pôles P3 et P4.

En conclusion de ce paragraphe, il faut noter que bien que les rapports isotopiques ne soient pas modifiés pendant le processus de fusion partielle, les mélanges dont ils sont les traceurs dépendent tout de même de la teneur en éléments traces de ces pôles. La modification de la forme des hyperboles de mélange par le biais d'un comportement différent des éléments lors de la fusion, permet d'illustrer le lien entre composition chimique des pôles de mélange et composition isotopique de ce dernier. Ainsi, il est important de connaître l'ordre d'incompatibilité des éléments classiquement utilisés lors des études géochimiques.

## IV.2. CALCUL DE L'ORDRE D'INCOMPATIBILITE

Dans ce paragraphe, je vais me concentrer sur les moyens qui ont été proposés pour classer les éléments selon leur incompatibilité. Le classement des éléments selon leur coefficient de partage lors de la fusion partielle a été largement étudié (Treuil et Joron, 1975; Minster et Allègre, 1978; Hofmann et al., 1986; Sims et DePaolo, 1997) avec pour but d'en tirer des informations sur la minéralogie de la source, mais aussi d'identifier des rapports de concentrations non modifiés par le processus de fusion partielle et donc analogues aux rapports isotopiques.

Leur méthode de calcul repose sur la linéarisation de l'équation de fusion partielle à l'équilibre, pour les éléments incompatibles ( $D < 1$ ) (eq. I-F) :

$$\frac{C^A}{C^B} \approx \frac{(D^B - D^A)}{C_o^B} \times C^A + \frac{C_o^A}{C_o^B} \quad \text{Eq. I-F}$$

où  $C^A$  et  $C^B$  sont les concentrations des éléments A et B dans le liquide,  $C_o^A$  et  $C_o^B$  sont les concentrations dans la source,  $D^A$  et  $D^B$  sont les coefficients de partage solide/liquide des éléments A et B. Cette relation exprime le fait que des échantillons issus de la fusion d'une même source homogène (cogénétiques) seront alignés sur une droite dans un diagramme de type  $C^A/C^B$  vs.  $C^A$ . Si l'alignement observé à une pente positive, alors l'élément A est plus incompatible que l'élément B et inversement si la pente est négative. En comparant les éléments 2 à 2 dans ce type de diagramme, il est possible de déterminer l'ordre d'incompatibilité des éléments pendant la fusion partielle. Cette technique a été utilisée pour trier le comportement des éléments pendant la genèse des MORB et OIB (Hofmann et al., 1986). De cette façon les rapports d'éléments traces Ce/Pb et Nb/U, considérés comme traceurs de sources, ont été déterminés.

Une autre méthode consiste à comparer la variabilité des éléments dans une suite d'échantillons cogénétiques (Schiano et al., 1993). Le rapport de variabilité (défini dans le paragraphe I de ce chapitre comme le rapport entre la concentration moyenne d'un élément dans une population et son écart-type) est relié au coefficient de partage et au taux de fusion moyen par l'équation I-G :

$$V^i = \frac{|1 - D^i| \times \delta F}{D^i + \bar{F} \times (1 - D^i)} \quad \text{Eq. I-G}$$



où  $V^i$  est la variabilité d'un élément  $i$ ,  $D^i$  est le coefficient de partage de cet élément,  $\bar{F}$  est le taux moyen de fusion et  $\delta F$  son écart-type.

Le taux moyen de fusion étant le même pour tous les éléments, la différence entre les rapports de variabilité de deux éléments est uniquement reliée à la différence entre leurs coefficients de partage. Pour les éléments incompatibles ( $D < 1$ ), la valeur la plus haute correspond à l'incompatibilité la plus faible. De même, pour les éléments compatibles ( $D > 1$ ), la variabilité la plus haute correspond à la compatibilité la plus forte. Contrairement à la méthode de linéarisation développée plus haut, cette méthode permet aussi de classer les éléments compatibles, pourvu qu'ils soient connus a priori. Pour autant, la méthode de la variabilité repose sur la détermination avec un niveau de confiance élevé de la moyenne et de l'écart-type des concentrations dans une population d'échantillons donnée. Ces deux paramètres sont très dépendants du nombre d'échantillons considérés et cette méthode ne peut donc être utilisée que sur des séries magmatiques bien documentées montrant de fortes variations de teneurs en éléments traces.

Plus récemment, une méthode alternative basée sur le coefficient d'extension linéaire a été développée (Treuil et Joron, 1994). Ce coefficient est calculé comme le rapport entre la moyenne et la gamme de variations de l'inverse des concentrations :

$$|E_i|_s^t = 1/n \times \sum_{k=s}^t (1/C_i)_k \left/ \left( 1/(C_i)_t - 1/(C_i)_s \right) \right. \quad \text{Eq. I-H}$$

où  $n$  est le nombre des échantillons et  $s$  et  $t$  font référence aux échantillons situés aux extrêmes de la corrélation linéaire observée dans un diagramme de type  $C^*/C^A$  vs.  $C^*/C^B$  (où \*, A et B sont des éléments incompatibles).

A travers cette méthode, le but des auteurs est d'accéder grâce à une lecture directe de la pente des alignements observés dans les diagrammes de type  $C^*/C^A$  vs.  $C^*/C^B$  au rapport de source  $C_o^A/C_o^B$ . Cette méthode est semblable à la méthode de la variabilité mais repose, au contraire de cette dernière, sur la définition de l'élément le plus incompatible, noté \*.

La dernière méthode que je vais développer est la méthode du facteur d'enrichissement (Class et Goldstein, 1997). Ce facteur est exprimé comme le rapport de concentrations, pour un même élément, de l'échantillon correspondant au degré de fusion partielle le plus faible sur celui correspondant au degré de fusion partielle le plus élevé, dans une série d'échantillons cogénétiques (Eq. I-I) :

$$E = \frac{C_{F_L}}{C_{F_H}} = \frac{D + F_H \times (1 - D)}{D + F_L \times (1 - D)} \quad \text{Eq. I-I}$$

où  $F_H$  et  $F_L$  correspondent respectivement aux taux de fusion partielle les plus élevés et les plus faibles.

Ainsi, connaissant les valeurs des degrés de fusion partielle extrêmes, les coefficients de partages peuvent être calculés. Pour autant, estimer le degré de fusion partielle n'est pas une chose aisée et une petite incertitude sur sa valeur peut mener à une mésestimation du coefficient de partage d'environ un ordre de grandeur.

De plus, en regardant de manière plus précise le facteur d'enrichissement (Class et Goldstein, 1997) et la variabilité (Schiano et al., 1993), une relation entre les deux paramètres peut être obtenue. En effet, au premier ordre, la variabilité peut-être exprimée comme selon l'équation I-J :

$$V \approx \frac{(C_{\max} - C_{\min})/2}{(C_{\max} + C_{\min})/2} \quad \text{Eq. I-J}$$

où  $C_{\max}$  et  $C_{\min}$  correspondent aux concentrations extrêmes mesurées pour un élément dans un population d'échantillons.

Pour un élément incompatible, le facteur d'enrichissement peut être considéré comme le rapport direct de ces deux concentrations ( $C_{\max}$  et  $C_{\min}$ ), ainsi, on peut réarranger l'équation I-J comme suivant :

$$E \approx \frac{1 + V}{1 - V} \quad \text{Eq. I-K}$$

Le facteur d'enrichissement peut ainsi être exprimé comme une fonction monotone de la variabilité, et ces deux méthodes peuvent être considérées comme équivalentes.

En résumé, deux familles de méthodes ont été développées et utilisées pour classer les coefficients de partage. La méthode de la variabilité (Schiano et al., 1993) ainsi que ses dérivées (Treuil et Joron, 1994; Class et Goldstein, 1997) offrent la possibilité d'un classement rapide des coefficients de partage des éléments traces en comparaison des méthodes de linéarisation (Treuil et Joron, 1975; Minster et Allègre, 1978; Hofmann et al., 1986; Sims et DePaolo, 1997), qui requiert une comparaison deux à deux des éléments. En revanche, les méthodes de comparaison peuvent être mis en œuvre avec un faible nombre

d'échantillons, alors que les méthodes statistiques (variabilité) ont besoin de bases de données conséquentes montrant des variations importantes. Il faut aussi noter que toutes ces méthodes ne sont valables que dans le cas d'une source homogène.

## **V. CONCLUSIONS DE CE CHAPITRE**

Dans ce chapitre, j'ai décrit les multiples processus pouvant intervenir dans la signature isotopique des OIB entre le moment de leur genèse lors de la fusion des panaches mantelliques et leur échantillonnage en surface. Ces interactions de faibles profondeurs peuvent être responsables d'une part non négligeable de la variabilité isotopique des OIB. Ces interactions sont multiples et peuvent intervenir à tous niveaux de la lithosphère océanique au sens large. En plus de cette variété de lieux, il faut noter aussi la grande diversité de composants avec lesquels les magmas peuvent interagir : lithosphère océanique métasomatisée, lithosphère sous-continentale détachée, croûte océanique et eau de mer. De plus, le simple effet de genèse des basaltes par fusion peut mener à une mauvaise identification des composants à l'origine des interactions.

## BIBLIOGRAPHIE :

- Allègre C.J. et Turcotte D.L., 1986. Implications of a two-component marble-cake mantle. *Nature* **323**, 123-127.
- Chauvel C. et Hémond C., 2000. Melting of a complete section of recycled oceanic crust: Trace element and Pb isotopic evidence from Iceland. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **1**, doi:10.1029/1999GC000002.
- Chauvel C., Hofmann A.W. et Vidal P., 1992. HIMU-EM: the French Polynesian connection. *Earth Planet. Sci. Lett.* **110**, 99-119.
- Clague D.A., Holcomb R.T., Sinton J.M., Detrick R.S. et Torresan M.E., 1990. Pliocene and Pleistocene alkalic flood basalts on the seafloor north of the Hawaiian islands. *Earth Planet. Sci. Lett.* **98**, 175-191.
- Class C. et Goldstein S.L., 1997. Plume-lithosphere interactions in the ocean basins: constraints from the source mineralogy. *Earth Planet. Sci. Lett.* **150**, 245-260.
- Class C., Goldstein S.L., Altherr R. et Bachelery P., 1998. The process of plume-lithosphere interactions in the ocean basins - The case of Grande Comore. *J. Petrol.* **39**, 881-903.
- Class C., Goldstein S.L., Stute M., Kurz M.D. et Schlosser P., 2005. Grande Comore Island: a well-constrained "low  $^3\text{He}/^4\text{He}$ " mantle plume. *Earth Planet. Sci. Lett.* **233**, 391-409.
- Class C. et Roex A.P. Le, 2006. Continental material in the shallow oceanic mantle - How does it get there? *Geology* **34**, 129-132.
- Claude-Ivanaj C., Bourdon B. et Allègre C.J., 1998. Ra-Th-Sr isotope systematics in Grande Comore Island: a case study of plume-lithosphere interaction. *Earth Planet. Sci. Lett.* **164**, 99-117.
- Cohen R. S. et O'Nions R. K., 1982. Identification of recycled continental material in the mantle from Sr, Nd and Pb isotope investigations. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **61**, 73-84.
- Dasch E.J., Hedge C.E. et Dymond J., 1973. Effect of sea water interaction on strontium isotope composition of deep-sea basalts. *Earth. Planet. Sci. Lett.* **19**, 177-183.
- DePaolo D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.* **53**, 189-202.
- DePaolo D.J., 1985. Isotopic studies of processes in mafic magma chambers: I. The Kiglapait Intrusion. *J. Petrol.* **26**, 925-951.
- Doucelance R., Escrig S., Moreira M., Gariépy C. et Kurz M.D., 2003. Pb-Sr-He isotope and traces element geochemistry of Cape Verde archipelago. *Geochim. Cosmochim. Acta* **67**, 3717-3733.
- Dupré B., Lambert B. et Allègre C.J., 1982. Isotopic variations within a single island : the Terceira case. *Nature* 620-622.
- Dupuy C., Vidal P., Maury R.C. et Guille G., 1993. Basalts from Mururoa, Fangataufa and Gambier islands (French Polynesia): Geochemical dependence on the age of the lithosphere. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **117**, 89-100.
- Edwards B.R. et Russell J.K., 1998. Time scales of magmatic processes; new insights from dynamic models for magmatic assimilation. *Geology* **26**, 1103-1106.
- Escrig S., Doucelance R., Moreira M. et Allègre C.J., 2005. Os isotope systematics in Fogo basalts: evidence for lower continental crust residing in the oceanic lithosphere beneath the Cape Verde Islands. *Chem. Geol.* **219**, 93-113.
- Farnetani C.G., Legras B. et Tackley P.J., 2002. Mixing and deformations in mantle plumes. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **196**, 1-15.
- Farnetani C.G. et Richards M.A., 1995. Thermal entrainment and melting in mantle plumes. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **136**, 251-267.

- Gerlach D.C., Cliff R.A., Davies G.R., Norry M. et Hodgson N., 1988. Magma sources of the Cape Verde archipelago: Isotopic and trace elements constraints. *Geochim. Cosmochim. Acta* **52**, 2979-2992.
- Griffiths R.W., 1986. Thermals in extremely viscous fluids, including the effects of temperature-dependent viscosity. *J. Fluid. Mech.* **166**, 115-138.
- Griffiths R.W. et Campbell I.H., 1990. Stirring and structure term in mantle starting plumes. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **99**, 66-78.
- Gurenko A.A., Hoernle K.A., Hauff F., Schmincke H.-U., Han D., Miura Y.N. et Kaneoka I., 2006. Major, trace element and Nd–Sr–Pb–O–He–Ar isotope signatures of shield stage lavas from the central and western Canary Islands: Insights into mantle and crustal processes. *Chem. Geol.* **233**, 75-112.
- Hauri E.H., J.A.Whitehead et Hart S.R., 1994. Fluid dynamic and geochemical aspects of entrainment in mantle plumes. *J. Geophys. Res.* **99**, 24275-24300.
- Hawkesworth C.J., Mantovanni M.S.M., Taylor P.N. et Palacz Z., 1986. Evidence from the Parana of south Brazil for a continental contribution to Dupal basalts. *Nature* **322**, 356-359.
- Hirschmann M. M. et Stolper E. M., 1996. A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the "garnet signature" in MORB. *Contrib. Mineral. Petrol.* **124**, 185-208.
- Hofmann A.W., Jochum K.P., Seufert M. et White W.M., 1986. Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **79**, 33-45.
- Huppert H.E., 1989. Phase changes following the initiation of a hot turbulent flow over a cold solid surface. *J. Fluid Mech.* **1198**, 293-319.
- Kaneko K. et Koyaguchi T., 2004. Experimental study on the effects of crustal temperature and composition on assimilation with fractional crystallization at the floor of magma chambers. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **129**, 155-172.
- Koyaguchi T. et Kaneko K., 1999. A two-stage thermal evolution model of magmas in continental crust. *J. Petrol.* **40**, 241–254.
- Kurz M.D., Kenna C.K., Lassiter J.C. et DePaolo D.J., 1996. Helium isotopic evolution of Mauna Kea volcano: First results from the 1-km drill core. *J. Geophys. Res.* **101**, 11781-11791.
- Langmuir C.H., Klein E.M. et Plank T., 1992. Petrological systematics of mid-ocean ridge basalts: constraints on melt generation beneath ocean ridges. In: Morgan, Blackman, and Sinton Eds., *Mantle Flow and Melt Generation at Mid-Ocean Ridges*. Am. Geophys. Union., Washington, DC. **71**, 183-280.
- Langmuir C.H., Vocke R.D., Hanson G.N., Gilbert N. et Hart S.R., 1978. A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **37**, 380-392.
- Lassiter J.C, Hauri E.H., Reiners P.W. et Garcia M.O., 2000. Generation of Hawaiian post-erosional lavas by melting of a mixed lherzolite/pyroxenite source. *Earth Planet. Sci. Lett.* **178**, 269-284.
- Lipman P.W., Clague D.A., Moore J.G. et Holcomb R.T., 1989. South Arch volcanic field- newly identified young lava flows on the sea floor south of the Hawaiian ridge. *Geology* **17**, 611-614.
- Marty B., Sano Y. et France-Lanord C., 2001. Water-saturated oceanic lavas from the Manus Basin: volatile behaviour during assimilation-fractional crystallisation-degassing (AFCD). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **108**, 1-10.
- Menzies M. et Seyfried W.E., 1979. Basalt-seawater interaction: trace element and strontium isotopic variations in experimentally altered glassy basalt. *Earth Planet. Sci. Lett.* **44**, 463-472.
- Milner S.C. et Roex A.P. Le, 1996. Isotope characteristics of the Okenyenya igneous complex, northwestern Namibia: constraints on the composition of the early Tristan plume and the origin of the EM 1 mantle component. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **141**, 277-291.

- Minster J.F. et Allègre C.J., 1978. Systematic use of trace elements in igneous processes. Part III: Inverse problem of Batch melting in Volcanic suites. *Contrib. Mineral. Petrol.* **68**, 37-52.
- Moreira M., Doucelance R., Kurz M.D., Dupré B. et Allègre C.J., 1999. Helium and lead isotope geochemistry of the Azores Archipelago. *Earth Planet. Sci. Lett.* **169**, 189-205.
- O'Nions R.K. et Pankhurst R.J., 1974. Petrogenetic Significance of Isotope and Trace Element Variations in Volcanic Rocks From the Mid-Atlantic. *J. Petrol.* **15**, 603-634.
- Ray J.S., 1998. Trace element and isotope evolution during concurrent assimilation, fractional crystallization, and liquid immiscibility of a carbonated silicate magma. *Geochim. Cosmochim. Acta* **62**, 3301-3306.
- Schiano P., Allègre C.J., Dupré B., Lewin E. et Joron J.-L., 1993a. Variability of trace element in basaltic suites. *Earth Planet. Sci. Lett.* **119**, 37-51.
- Schiano P., Dupré B. et Lewin E., 1993b. Application of element concentration variability to the study of basalt alteration (Fangataufa atoll, French Polynesia). *Chem. Geol.* **104**, 99-124.
- Sims K.W.W. et DePaolo D.J., 1997. Inferences about mantle magma sources from incompatible element concentration ratios in oceanic basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta* **61**, 765-784.
- Späth A., Roex A.P. Le et Duncan R.A., 1996. The geochemistry of lavas from the Comores archipelago, Western Indian ocean: Petrogenesis and mantle source region characteristics. *J. Petrol.* **37**, 961-991.
- Spera F.J. et Bohron W.A., 2001. Energy-constrained open system magmatic processes, I. General model and energy-constrained assimilation and fractional crystallization (EC-AFC) formulation. *J. Petrol.* **42**, 999-1018.
- Tait S. et Jaupart C.P., 1989. Compositional convection in viscous melts. *Nature* **338**, 571-574.
- Taylor H.P., 1980. The effects of assimilation of country rock by magmas on  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  systematics in igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* **47**, 243-254.
- Treuil M. et Joron J.L., 1975. Utilisation des éléments hygromagmatophiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques. *Rendiconti della società Italiana di Mineralogica e Petrologia* **31**, 125-174.
- Treuil M. et Joron J.M., 1994. Etude géochimique des éléments en traces dans les laves émises au cours de l'éruption 1991-1993 de l'Etna. Mise en évidence des contributions de la source, de la fusion partielle, de la différenciation et des modalités de transfert des magmas. *Acta Vulcanologica* **4**, 29-45.
- Weaver B.L., 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **104**, 381-397.
- Woodhead J.D. et Devey C.W., 1993. Geochemistry of the Pitcairn seamount, 1: source character and temporal trends. *Earth Planet. Sci. Lett.* **116**, 81-99.



---

## CHAPITRE II

---

### INFLUENCE DES IFP DANS UN CONTEXTE INTRAPLAQUE SIMPLE : EXEMPLE DE L'ÎLE DE SÃO NICOLAU, CAP VERT

*Le premier contexte géodynamique abordé dans cette étude est celui d'une localisation intraplaque simple. A ce titre l'archipel du Cap Vert de part sa localisation loin de la ride médio-Atlantique, ainsi que par l'association étroite entre position géographique des îles et variabilité géochimique des basaltes, est un bon candidat. Des études antérieures ont montré la dichotomie de la signature isotopique Sr-Nd-Pb à l'échelle de l'archipel entre les 2 groupes d'îles, identifiant les composants responsables de cette hétérogénéité. Pour autant la question de la localisation précise de ces composants, dans le panache ou à des niveaux plus superficiels, était restée en suspend. Plus récemment, l'apport des isotopes de l'Os dans les basaltes historiques de l'île de Fogo a permis d'apporter des contraintes sur la localisation du composant spécifique aux îles du Sud.*

*Dans cette étude, nous nous focaliserons sur l'île de São Nicolau, dans les Iles du Nord car celle-ci semble représenter à la fois une hétérogénéité de source et une interaction superficielle. Nous remettrons ensuite les conclusions tirées de cette étude dans la perspective d'un modèle de genèse des basaltes de l'archipel du Cap Vert.*



## **I. RESUME ETENDU DE L'ETUDE**

L'archipel du Cap Vert est situé dans l'Océan Atlantique Nord, à environ 500 km au large des côtes Sénégalaises. Cet archipel est constitué de 10 îles principales d'origine volcanique (dernière éruption en date, île de Fogo : 01/04/1995) réparties en deux groupes distincts : les Iles du Nord (Santo Antão, São Vicente, Santa Luzia et São Nicolau) et les Iles du Sud (Brava, Fogo, Santiago, Maio, Boa Vista et Sal). Bien que relativement proche des côtes africaines, l'archipel ne repose pas sur un socle continental, mais sur un plancher océanique d'environ 120 millions d'années, dont des affleurements sont visibles sur les îles de Boa Vista et Santiago. Il constitue donc un cadre idéal pour l'étude de l'influence des IFP sur la variabilité isotopique des OIB en contexte intraplaque simple.

Les études géochimiques menées sur les basaltes de cet archipel ont depuis longtemps mis en évidence que la dichotomie observée dans la répartition géographique des îles se retrouvait aussi dans la variabilité isotopique (Gerlach et al., 1988; Davies et al., 1989; Doucelance et al., 2003). En effet, les basaltes échantillonnés dans les îles du Nord possèdent une composition isotopique de Pb se situant légèrement en dessous de la NHRL (North Hemisphere Reference Line ; cf. Hart, 1984), alors que celle des échantillons des îles du Sud se situe au-dessus de cette même ligne. Ces variations ont d'abord été interprétées comme résultant d'un mélange entre 3 pôles ayant des affinités HIMU, EM1 et DMM respectivement. A échelle plus locale, sur les îles du Nord, des études ont identifiés d'autres mélanges de plus faibles amplitudes, vers les carbonatites pour certains basaltes de l'île de São Vicente (Jørgensen et Holm, 2002) ou vers la croûte océanique formant le socle pour les basaltes de l'île de São Nicolau (Doucelance et al., 2003).

Si ces deux mélanges identifiés à échelle locale ont été reliés à des processus d'assimilation superficiels, le débat quant à l'acquisition de la signature globale de l'archipel n'est pas clos. Les modèles cherchant à expliquer la signature isotopique de l'archipel du Cap Vert allant d'une explication totalement superficielle mettant en jeu un panache seulement thermique (Kokfelt et al., 1998) à une hétérogénéité de source (Holm et al., 2006).

Nous nous intéresserons plus spécifiquement au cours de cette étude à l'île de São Nicolau, du groupe des îles du Nord. La seule étude portant sur les basaltes de cette île (Doucelance et al., 2003) a interprété les variations de cette île comme reflétant à la fois une hétérogénéité de source, mais aussi une contamination superficielle. Elle constitue donc un cas d'étude intéressant pour comparer l'influence de ces 2 paramètres dans la variabilité isotopique des OIB. Des 7 échantillons précédemment publiés, j'étendrai l'étude à 19

échantillons mesurés pour les éléments majeurs et traces, ainsi que pour les isotopes du Sr, Nd et Pb.

La mesure des éléments majeurs et traces dans nos échantillons montrent des échantillons peu différenciés avec des taux de MgO allant de 5 à 15%. La comparaison des spectres d'éléments en traces montre des formes sub-parallèles, indiquant une influence limitée de la cristallisation fractionnée. Par ailleurs, le rapport Nb/U, supposé constant dans les basaltes océaniques à une valeur de  $47 \pm 10$  (Hofmann et al., 1986), varie dans nos échantillons de valeurs classiques à des valeurs plus élevées (jusqu'à 73).

Les échantillons de São Nicolau montrent de faibles variations isotopiques en Sr-Nd-Pb. Dans un diagramme  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , tous les échantillons se situent sur un même alignement contenu dans celui des îles du Nord. En revanche, dans les diagrammes impliquant les isotopes du Pb, deux groupes peuvent être définis, le premier d'entre eux contenant la plupart des échantillons avec un  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 19,6$ , alors que deux échantillons montrent des compositions de Pb plus radiogéniques pour des rapports isotopiques Sr et Nd semblables, en direction des carbonatites des îles de Fogo et São Vicente.

Les données obtenues sont en accord avec les observations déjà avancées à l'échelle des îles du Nord, avec 3 mélanges pouvant être distingués dans les diagrammes Pb-Pb : (i) un mélange entre un pôle de type HIMU, présent à l'échelle de l'archipel, et un pôle peu radiogénique semblable en composition aux MORB atlantiques échantillonnés à la même latitude que le Cap Vert (Dosso et al., 1993) ; (ii) un deuxième mélange impliquant les échantillons les plus radiogéniques en direction des carbonatites de Fogo/São Vicente ; enfin, (iii) un troisième mélange vers les MORB jurassiques formant le socle.

Après avoir montré que les mélanges avec les carbonatites et les MORB jurassiques sont d'origine superficielle, je montrerai que le mélange impliquant un composant appauvri est lui aussi d'origine superficielle. Ensuite, je généraliserai ces conclusions locales aux alignements régionaux (îles du Nord, îles du Sud). Pour cela, j'utiliserai les relations entre éléments majeurs, rapports d'éléments traces (notamment Nb/U) et rapports isotopiques.

En conclusion, je discuterai la localisation relative en profondeur de chacun des composants impliqués dans la variabilité isotopique des basaltes de l'archipel du Cap vert, ainsi que les implications sur la composition de la source des magmas.

## II. “MANTLE PLUME HETEROGENEITY VERSUS SHALLOW-LEVEL INTERACTIONS: A CASE STUDY, THE SÃO NICOLAU ISLAND, CAPE VERDE ARCHIPELAGO”.

Marc-Alban Millet, Régis Doucelance, Pierre Schiano, Karine David et Chantal Bosq

*Article soumis à Journal of Volcanology and Geothermal Research*

### II.1. INTRODUCTION

Oceanic Island Basalts (OIB) are widely accepted to be derived from partial melting of upwelling mantle plumes arising from the deep mantle. As plumes are the most efficient probe of mantle reservoirs, OIB have been extensively studied for the last 30 years in order to delineate the scale, nature and origin of chemical heterogeneities within the mantle and to assess mantle dynamics. The geochemical signature of OIB records is generally interpreted in terms of fingerprint of the proportions of components present in the deep source of basalts. However, erupted magmas may have undergone extensive modification of their initial composition by interaction with the surrounding environment during their ascent through the oceanic lithosphere and crust. Several interaction processes have been advocated in the literature, including i) Plume-Lithosphere Interaction (PLI) (Class and Goldstein, 1997; Lassiter et al., 2000); ii) Assimilation and Fractional Crystallization (AFC) (DePaolo, 1981; DePaolo, 1985); and iii) post-eruption seawater interaction (Dasch et al., 1973; Menzies and Seyfried, 1979; Dupré et al., 1982). Therefore, the question we address in this paper is how the OIB isotopic variability is representative of the heterogeneity of the deep source of plumes.

For this purpose, we focus on the Cape Verde islands, North Atlantic Ocean. Their volcanic origin is well described by Fogo historical eruptions (last eruption in April 1995) and has been associated with the presence of a seismically identified mantle plume (Montelli et al., 2006). Composed of 10 principal islands and some islets, the archipelago draws two distinct alignments: the Northern Islands with Santo Antão, São Vicente, Santa Luzia and São Nicolau on the one hand, and the Southern Islands with Brava, Fogo, Santiago and Maio on the other hand, extended to the East by Boa Vista and Sal (Fig. II-1). Although close to the West African coasts, ~500 km away from the Senegal, the distance between the Cape Verde archipelago and the continental slope excludes the possibility of a continental basement for the archipelago. Geochronological studies that have revealed large and overlapping ranges of activity for the different islands (Mitchell et al., 1983; Plesner et al., 2003; Madeira et al.,

2005; Duprat et al., 2007), show no clear relationship between the age of volcanism and the location of the islands in the archipelago. However, historical volcanism is restricted to the western part of the archipelago and eastern islands are the most eroded, suggesting a regional westward ageing of islands.

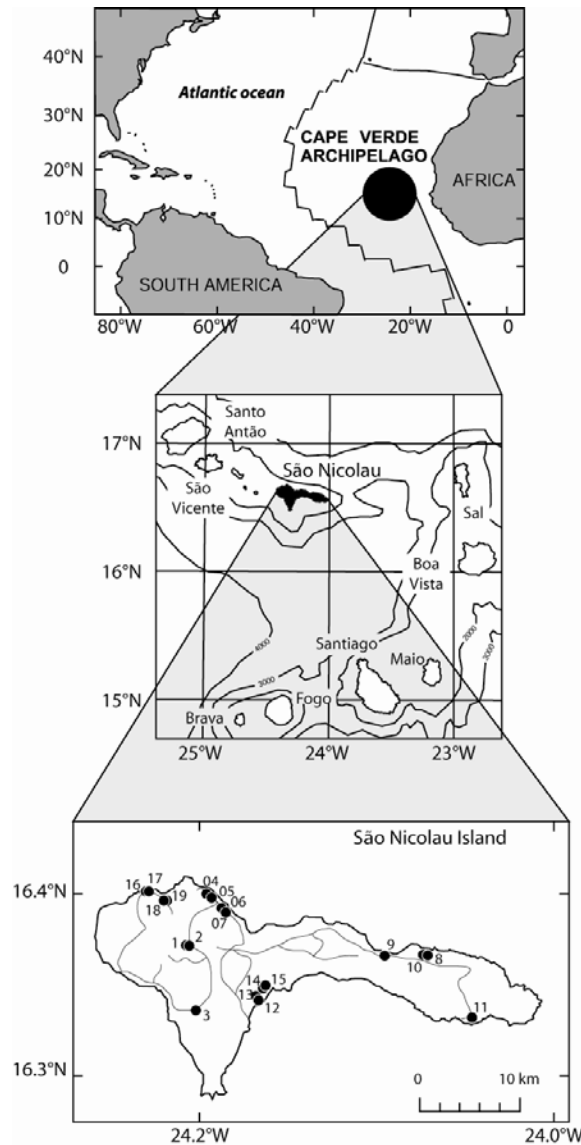


Figure II-1 : Location of the Cape Verde archipelago and São Nicolau Island in the Atlantic Ocean. Map of sampling localities in the São Nicolau Island.

Basaltic samples collected on the Cape Verde islands present a large range of variations for major-, trace-element concentrations and Sr-Nd-Pb isotopic ratios (see archipelago-scale studies by Gerlach et al., 1988; Davies et al., 1989; Doucelance et al., 2003), in relation with their geographical location. For example, samples collected on the Southern Islands show

Pb isotopic compositions plotting on the left of the Northern Hemisphere Reference Line (NHRL, see Hart, 1984), whereas samples from the Northern Islands fall on the right.

These variations have been first interpreted as resulting from mixing between 3 distinct endmembers with HIMU-, EM1- and DMM-like characteristics, following two alternative models (Gerlach et al., 1988; Davies et al., 1989). In the first model, the HIMU-like endmember is deep-seated in the plume source, along with likely entrained depleted mantle, whereas the EM1-like endmember, contributing to the Southern Island volcanism only, is located in the lithosphere. The second model involves a EM1-like plume, entraining HIMU and DMM endmembers from a marble cake-like upper mantle (Allègre and Turcotte, 1986).

Alternatively, Kokfelt et al., 1998 have proposed that the contribution of the Cape Verde plume is only thermal. For these authors, both EM1- and HIMU-like endmembers are of lithospheric origin. The HIMU-like endmember is interpreted as resulting from mantle degassing and carbonatitic metasomatism during opening of the Atlantic Ocean, whereas the EM1-like is derived from delamination of subcontinental lithosphere, also due to the opening of the Atlantic Ocean. However, rare gas data measured in Cape Verde samples (Christensen et al., 2001; Doucelance et al., 2003) and notably the moderately primitive He signatures that characterize samples from Santo Antão, São Vicente, São Nicolau and Sal ( $^4\text{He}/^3\text{He}$  down to 50,000 in Santo Antão) suggest the involvement of an additional, deep-seated, plume-related component, identified as Lower Mantle (LM) material.

Finally, recent island-scale studies have revealed some Cape Verde basalts to have experienced shallow-level contamination, either by carbonatite (Jørgensen and Holm, 2002), or oceanic crustal material (i.e., Jurassic MORB basement, see Doucelance et al., 2003) or delaminated subcontinental EM1-like material left behind in the oceanic lithosphere after opening of the Atlantic ocean (Escrìg et al., 2005), thus implying a minimum of 6 endmembers (and/or components; that is, HIMU, EM1, DMM, LM, carbonatites, Jurassic MORB basement) that could be involved in the isotopic signature of Cape Verde basaltic samples.

If part of the chemical and isotopic signature of Cape Verde basalts is inherited from shallow-level components (EM1 subcontinental material present in the oceanic lithosphere (Escrìg et al., 2005) and Jurassic MORB basement (Doucelance et al., 2003)) and therefore does not represent the deep-seated source of the plume, there is no consensus about the depth of the other components recorded in the Cape Verde signature except lower mantle material. For instance, Holm et al., 2006 have suggested temporal variations in a Cape Verde heterogeneous mantle plume containing several components, whereas others (Gerlach et al., 1988; Davies et al., 1989; Doucelance et al., 2003) have proposed a homogeneous Cape Verde plume entraining components located in the oceanic lithosphere.

Here, we present a detailed study of São Nicolau Island, for which a limited set of samples was previously interpreted as recording the fingerprint of at least 4 isotopic endmembers; LM, HIMU, DMM and Jurassic MORB; among the 6 identified for the whole archipelago (Doucelance et al., 2003). We report new major-, trace-element concentrations and Sr-Nd-Pb isotope ratios measured for 19 basaltic samples covering most geological formations of the island, together with 3 late Jurassic MORB from Santiago. Our aim is threefold: (1) identifying the depth of the 4 components discussed above, (2) filtering the global geochemical signature of São Nicolau basalts from shallow-level processes in order to retrieve the pristine source information, and (3) using published Cape Verde data to generalize our results to the whole Cape Verde archipelago.

## **II.2. ANALYTICAL PROCEDURES**

All samples were coarsely pound with a hydraulic press. Millimetric grains were then hand-picked under a binocular microscope, rinsed with tri-distilled water into an ultrasonic bath, before being gently crushed with an agathe pestle-mortar set.

Major and trace-element contents were determined at the Magmas & Volcans laboratory (LMV) using Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectrometry (ICP-AES, Ultima-C instrument) and Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry (ICP-MS, VG PQ2+ spectrometer), respectively. Analyses were performed on two aliquots from the same sample solution obtained by alkaline melting with lithium meta/tetraborate and nitric acid dissolution. Total external reproducibilities (including crushing) were evaluated by repeated measurements of samples; they are below 5% ( $2\sigma$ ) for major elements (except for MgO which displays a reproducibility twice that of other elements) and below 7% ( $2\sigma$ ) for trace elements, apart from Pb (20%).

Sr and Nd isotope separations and measurements were also done at the LMV. 100 mg of sample powders were leached with hot 6M HCl (5 ml, 100°C) during 3 hours (see Fig. II-2 for optimization of the leaching time), acid-digested with a HF-HNO<sub>3</sub> mixture and passed through the "cascade" column protocol (Sr Spec, True Spec and Ln Spec columns) described in Pin and Bassin (1992) and Pin et al. (1994). Total blanks (including leaching and HF-HNO<sub>3</sub> digestion) were <1ng and <0.2ng for Sr and Nd, respectively. All measurements were made in static mode on a Finnigan Triton thermo-ionization mass spectrometer (TIMS), with the virtual amplifier and double W filaments. Isotope ratios were mass-fractionation corrected with  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$  and normalized to  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.71025$  for the NIST SRM987 standard; with  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7192$  and normalized to  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.51196$  for the Rennes-AMES standard. Repeated analyses of the two standards during the

course of the study gave  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710250 \pm 15$  ( $2\sigma$ ,  $n=16$ ) and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511961 \pm 6$  ( $2\sigma$ ,  $n=8$ ), in agreement with long-term reproducibilities:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.710254 \pm 23$  ( $2\sigma$ ,  $n=76$ ) and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.511959 \pm 9$  ( $2\sigma$ ,  $n=120$ ). All sample duplicates fall within these errorbars.

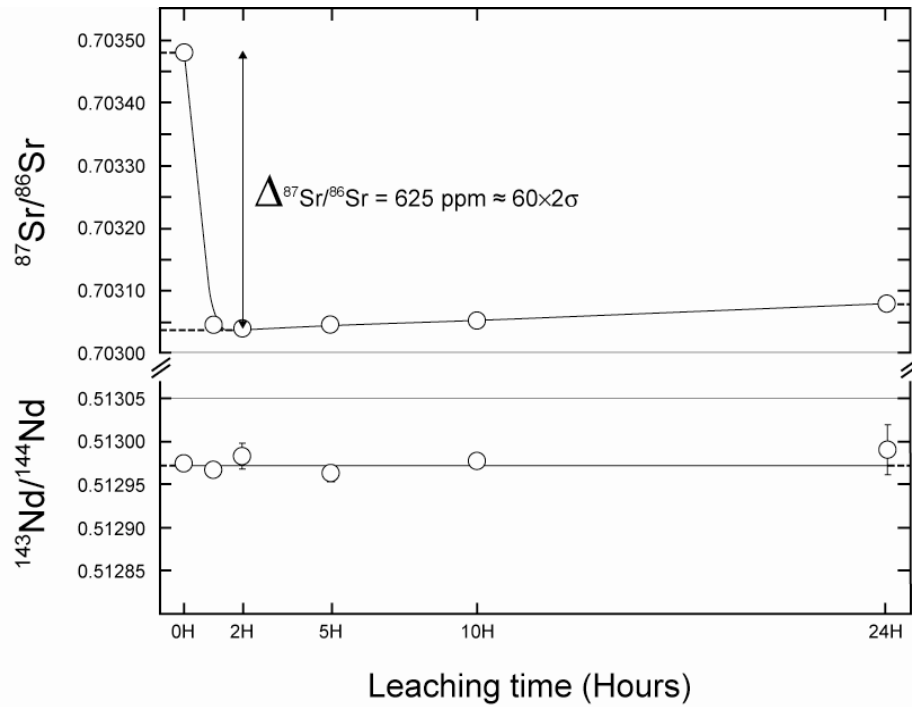


Figure II-2 : Optimization of the leaching time of altered basaltic samples in hot HCl 6M (illustrated here with sample SN15) and Sr-Nd isotopic signature.

Pb isotopes were separated from whole-rock sample powders (~500 mg) at LMV following the procedure of Manh es et al. (1978). Total blanks (including acid digestion) were all about 90 pg. Measurements were performed at ENS Lyon on a Nu Plasma MC-ICP-MS in static mode. Mass discrimination was monitored using the TI doping technique and an exponential law. The  $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$  ratio was set to 2.3892 in order to adjust measured NIST SRM981 standard values to those of Doucelance and Manh es (2001) recalculated at  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2.1677$  ( $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.91488$  and  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.059027$ , cf. Thirlwall, 2002). NIST SRM981 standards, as well as aliquots of a single sample solution, were reproducible at the 200-ppm level for each  $^{20x}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratio ( $2\sigma$ ,  $n=24$ ). Total external reproducibilities based on the replicate analyze (including crushing) of sample SN01 are consistent with this value. Two samples previously measured by Doucelance et al. (2003) were re-analyzed. No difference was observed in isotopic compositions within errorbars; therefore no correction was applied to previous São Nicolau data (Doucelance et al., 2003) used for comparison.



## II.3. RESULTS

### II.3.1. Major- and trace-elements variations

All samples have  $\text{SiO}_2$  contents between 39 and 47 wt% (Table II-1) for MgO contents ranging from 5 to 15%. They include melanephelinites, microbasalts, subalkali basalts and tephrites, classified according to the alkali-silica nomenclature. With regard to previous studies (Gunn and Watkins, 1976; Macedo, 1989; Mazarovich et al., 1990; Duprat et al., 2007), they show a relatively restricted range of compositions and plot towards the least differentiated values in major-element variation diagrams (Fig. II-3), except for sample SN19. Compositional variations for major elements in lavas from Cape Verde islands can be accounted for by fractional crystallization of an olivine – clinopyroxene assemblage (Duprat et al., 2007), as illustrated by the decrease of CaO towards less magnesian compositions.

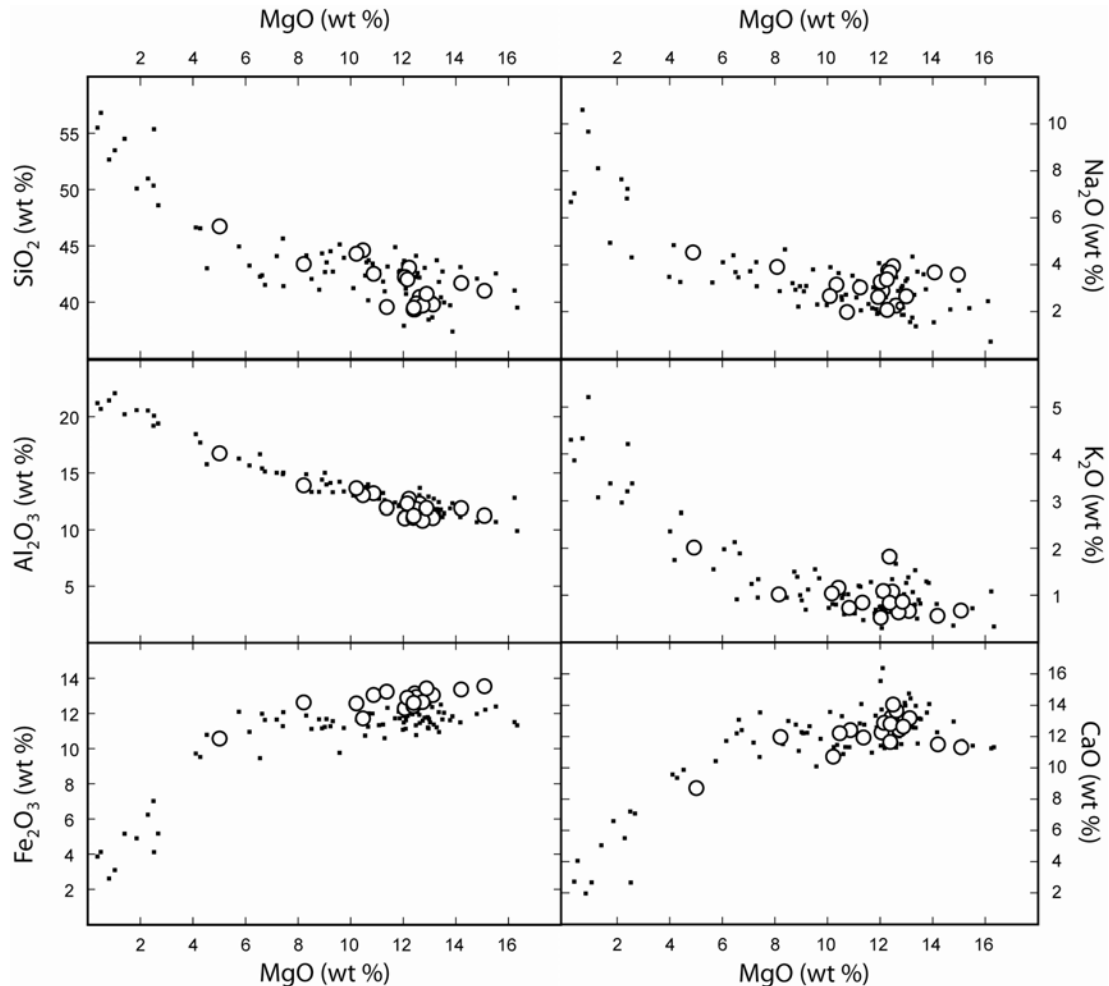


Figure II-3 : Variations of some major elements along with MgO weight content in samples from São Nicolau Island. Large open circles: this study; small filled squares: literature data (Gunn and Watkins, 1976; Macedo, 1989; Mazarovich et al., 1990; Duprat et al., 2007).



Table 1: Major-, trace-elements and isotopes ratios for 19 São Nicolau samples and 3 Jurassic MORB from Santiago Island.

Sample Name	SN01	SN02	SN03	SN04	SN05	SN06	SN07	SN08	SN09	SN10	SN11	SN12	SN13	SN14	SN15	SN16	SN17	SN18	SN19	S16	S17	S56
Location	São Nicolau	São Nicolau	São Nicolau	São Nicolau	São Nicolau	São Nicolau	São Nicolau	São Nicolau	São Nicolau	São Nicolau	São Nicolau	São Nicolau	São Nicolau	São Nicolau	São Nicolau	São Nicolau	São Nicolau	São Nicolau	São Nicolau	Santiago	Santiago	Santiago
SiO <sub>2</sub>	41.01	41.70	42.52	39.35	40.45	39.79	43.38	43.06	42.22	38.88	42.02	39.36	44.60	39.70	39.50	40.74	39.57	44.30	46.73	46.704	46.208	47.022
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11.24	11.88	13.20	13.55	12.28	11.03	13.90	12.70	11.01	11.80	12.29	11.07	13.03	10.80	11.90	11.90	11.93	13.64	16.74	15.054	14.931	15.257
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13.55	13.36	13.05	13.14	12.95	13.04	12.63	12.76	12.29	12.93	12.89	12.43	11.72	12.65	12.60	13.42	13.24	12.57	10.57	10.115	9.759	9.991
MnO	0.20	0.20	0.18	0.20	0.19	0.19	0.21	0.19	0.17	0.21	0.20	0.18	0.18	0.19	0.19	0.19	0.18	0.18	0.19	0.188	0.169	0.172
MgO	15.09	14.20	10.87	12.44	12.62	13.13	8.21	12.22	12.06	12.50	12.15	12.39	10.47	12.73	12.40	12.88	11.37	10.22	5.01	7.628	7.018	7.419
CaO	11.31	11.50	12.41	13.24	13.65	13.17	11.97	12.26	12.27	14.05	12.88	11.65	12.21	12.45	12.80	12.63	11.94	10.71	8.70	12.379	12.648	12.301
Na <sub>2</sub> O	3.57	3.67	1.98	3.75	3.93	2.65	3.90	2.89	2.62	3.67	3.27	3.37	3.15	2.25	2.07	2.24	3.03	2.66	4.52	3.098	3.372	3.204
K <sub>2</sub> O	0.67	0.56	0.73	0.77	0.76	0.66	1.02	1.08	0.52	1.08	1.09	1.82	1.16	0.63	0.84	0.86	0.84	1.04	2.01	0.574	0.29	0.66
TiO <sub>2</sub>	2.88	2.77	3.47	3.42	3.11	3.91	3.51	2.81	3.20	2.90	2.81	3.67	2.77	3.78	3.75	4.29	4.37	2.88	2.67	0.863	0.837	0.854
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.61	0.53	0.41	0.91	0.74	0.84	0.75	0.52	0.50	0.85	0.68	0.63	0.43	0.70	0.74	0.51	0.57	0.49	0.59	0.075	0.068	0.068
LOI	0.03	-0.30	1.14	-0.06	-0.86	1.97	0.92	0.41	1.16	-0.42	0.11	0.02	0.49	3.69	4.36	3.78	1.24	1.44	1.55	3.383	4.857	3.298
Total	100.16	100.07	99.96	98.86	99.82	100.39	100.39	100.90	98.02	99.43	100.39	96.59	100.21	99.57	100.46	103.45	98.28	100.12	99.29	100.05	100.16	100.25
Rb	23.8	27.9	17.9	25.3	13.4	13.8	15.6	24.7	10.5	18.3	25.6	36.8	30.8	9.3	8.9	10.8	7.4	21.9	54.3	17.7	7.0	20.1
Ba	465	438	342	613	522	520	552	388	383	511	557	573	369	628	554	538	606	405	613	28	17	26
Th	3.9	3.8	2.8	5.3	4.8	5.4	3.1	3.4	3.1	7.7	4.1	4.0	4.4	4.1	4.2	3.6	4.1	3.7	4.2	7.3	1.3	3.828
U	0.85	0.82	0.69	1.16	1.17	1.10	1.47	0.76	0.80	1.54	1.11	0.96	0.95	0.99	1.05	0.93	0.98	0.88	1.83	0.14	0.03	0.11
Nb	56	57	51	68	69	69	71	41	45	74	54	68	49	65	68	61	68	52	76	1.9	1.8	1.7
K	5570	4647	6057	6384	6306	5515	8437	8945	4327	8933	9024	15107	9603	5251	6944	7126	6985	8613	16719	4763	2406	5477
La	35	35	30	51	53	48	50	29	37	60	42	40	35	37	38	32	36	34	50	1.18	1.12	1.10
Ce	70	71	67	103	104	99	102	61	77	116	87	83	69	78	79	67	73	70	95	4.04	3.86	3.72
Pb	0.97	2.31	1.95	2.32	2.73	2.66	2.70	1.37	2.02	2.91	2.28	1.90	2.29	1.57	1.59	1.20	2.02	2.39	4.37	1.543	1.569	1.463
Pr	8.6	8.6	8.5	12.5	12.6	12.2	12.4	7.4	9.3	13.5	10.4	10.1	8.1	9.7	9.6	8.3	9.1	8.4	10.8	0.75	0.73	0.70
Nd	34	359	35	49	49	49	49	30	37	54	41	41	32	39	39	34	38	34	41	4.6	4.3	4.1
Sr	604	602	654	835	851	797	953	570	672	879	774	718	555	752	787	739	723	636	774	77	91	74
Sm	7.1	6.7	7.0	9.8	9.1	9.5	10.2	6.7	7.6	10.1	8.4	8.6	6.9	8.2	8.1	7.4	8.0	7.2	8.0	2.07	1.81	1.75
Hf	4.42	4.52	5.31	5.20	5.09	5.65	6.79	3.66	4.53	4.84	4.52	5.99	5.24	6.16	5.86	5.40	5.97	5.04	6.78	1.19	1.21	1.24
Zr	192	196	239	230	229	262	324	159	195	220	216	260	233	257	251	216	239	223	335	51	46	47
Eu	2.28	2.29	2.25	3.03	2.98	2.96	3.27	2.26	2.51	3.29	2.72	2.72	2.32	2.63	2.59	2.37	2.47	2.38	2.53	0.86	0.71	0.72
Gd	6.69	6.58	6.55	8.75	8.47	8.30	8.46	5.89	6.43	8.51	7.24	7.12	6.25	6.78	6.72	6.24	6.77	6.29	6.78	3.11	2.75	2.65
Tb	0.95	0.94	0.92	1.18	1.12	1.11	1.22	0.88	0.92	1.20	1.00	0.99	0.92	0.97	0.95	0.89	0.96	0.95	1.03	0.59	0.53	0.49
Dy	4.98	4.81	4.98	6.14	5.89	5.83	6.90	5.01	5.08	6.39	5.56	5.44	5.11	5.28	5.18	4.88	5.30	5.38	6.06	3.64	3.64	3.44
Ho	0.91	0.90	0.96	1.12	1.03	1.04	1.28	0.93	0.90	1.17	1.03	0.97	0.92	0.95	0.93	0.88	0.95	1.06	1.15	0.86	0.78	0.76
Er	2.20	2.17	2.33	2.66	2.43	2.48	3.08	2.21	2.05	2.69	2.41	2.22	2.28	2.23	2.17	2.02	2.16	2.54	2.96	2.57	2.38	2.21
Y	24	24	26	29	28	28	36	27	26	32	29	27	27	27	27	25	26	28	32	27	25	22
Tm	0.29	0.31	0.33	0.34	0.33	0.31	0.41	0.28	0.26	0.36	0.31	0.29	0.33	0.28	0.28	0.25	0.26	0.36	0.40	0.39	0.37	0.34
Yb	1.78	1.82	2.08	2.09	1.96	1.90	2.65	1.78	1.60	2.24	1.98	1.71	2.09	1.76	1.72	1.56	1.65	2.21	2.62	2.62	2.53	2.40
Lu	0.25	0.27	0.32	0.29	0.30	0.26	0.40	0.26	0.23	0.32	0.30	0.26	0.29	0.26	0.26	0.22	0.24	0.33	0.39	0.40	0.38	0.38
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0.703974	0.702981	0.702985	0.703016	0.703029	0.703036	0.703041	0.703019	0.703083	0.702986	0.703073	0.703108	0.703045	0.703059	0.703039	0.70306	0.703008	0.70303	0.703023	0.702891	0.702972	0.702893
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0.512993	0.512982	0.512987	0.512974	0.512963	0.512949	0.512972	0.512967	0.512949	0.512973	0.512951	0.512962	0.512961	0.51297	0.512974	0.512966	0.512967	0.512965	0.512968	0.513135	0.513118	0.513167
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	19.515	19.515	19.406	19.534	19.489	19.451	19.667	19.357	19.652	19.538	19.464	19.437	19.472	19.433	19.440	19.491	19.476	19.502	19.450	19.382	19.405	19.417
<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	15.609	15.604	15.570	15.605	15.573	15.611	15.615	15.594	15.615	15.596	15.580	15.600	15.589	15.599	15.604	15.606	15.605	15.605	15.597	15.591	15.595	15.593
<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	39.010	38.998	38.946	39.058	38.953	39.024	39.164	38.875	39.151	38.964	38.961	38.994	38.981	38.985	39.004	39.087	39.082	38.996	39.016	39.156	39.051	39.093

Sr isotope values correspond to leached samples.

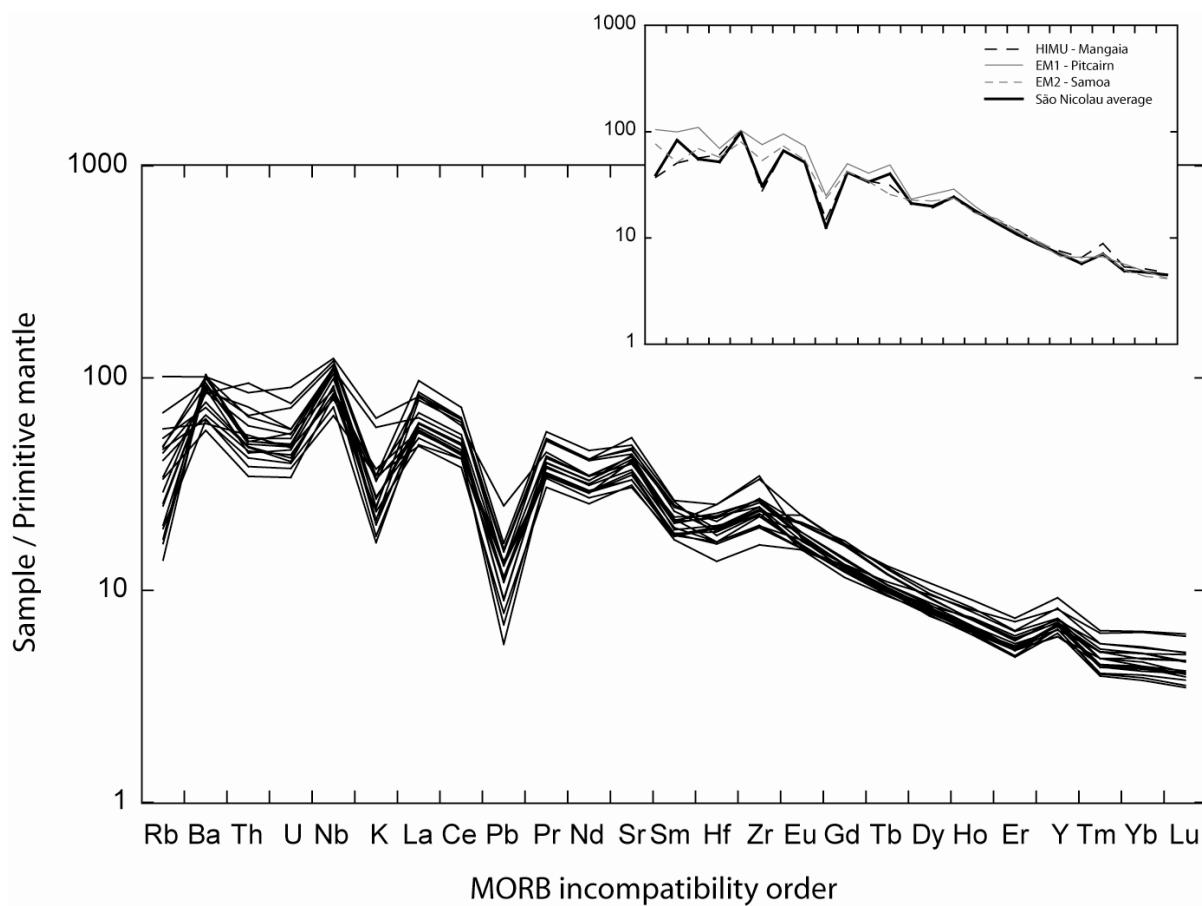


Figure II-4 : Incompatible trace element patterns (normalized to primitive mantle, Hofmann, 1988) of São Nicolau samples. Comparison of the average of the basalts with characteristic patterns of extreme OIB endmembers EM1 (average of Tristan basalts, Gibson et al., 2005), EM2 (average of Malumalu volcanics, Workman et al., 2004), and HIMU (average of Mangaia samples, Woodhead, 1996).

Primitive mantle-normalized trace-element patterns of São Nicolau samples (Fig. II-4; see Table II-1 for values) show sub-parallel shapes and display a limited range of variations, indicating little influence of fractional crystallization differentiation, in agreement with the restricted range of major-element compositions. The patterns are typical of OIB with enriched concentrations in the most incompatible elements and Pb negative anomalies (Fig. II-4). They also display the K negative anomalies which is a distinctive feature of all OIB (represented by Mangaia basalts; Woodhead, 1996) with a HIMU-type isotopic signature.

Nb/U ratios display a large range of variation, from typical oceanic basalt values ( $47 \pm 10$ ) up to values of 73.

### II.3.2. Sr-Nd-Pb isotopes variations

$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  isotopic ratios measured for São Nicolau samples display small ranges of variations from 0.702974 to 0.703108 and from 0.512949 to 0.512997, respectively (Table 1). In a  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  diagram (Fig. II-5), datapoints draw a single binary trend consistent with the isotopic fields previously defined for basalts from the Northern Islands (Gerlach et al., 1988; Jørgensen and Holm, 2002; Doucelance et al., 2003; Holm et al., 2006). They plot amongst the most depleted lavas (lowest Sr and highest Nd isotopic ratios) of the Cape Verde archipelago, arguing for the involvement in high proportions of a depleted component in their genesis.

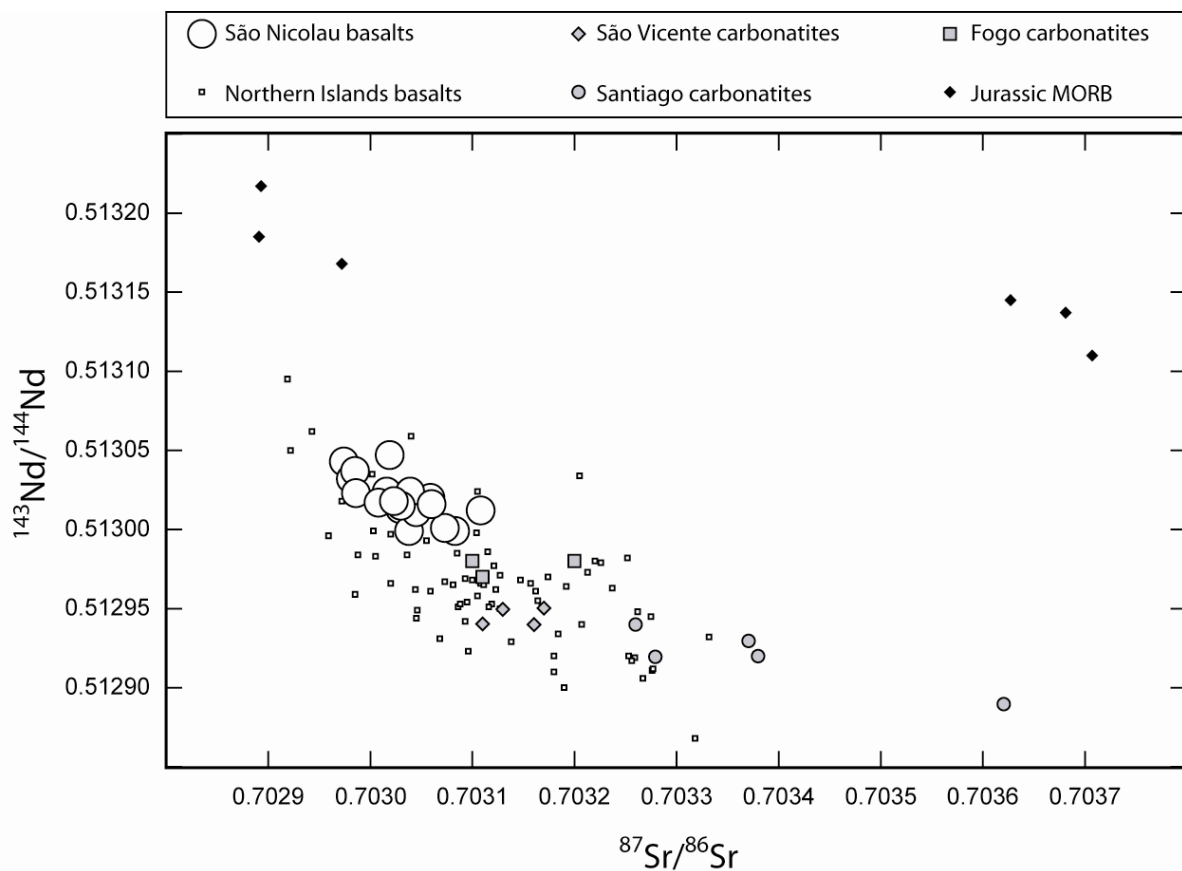


Figure II-5 :  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  diagram for some Cape Verde volcanics. São Nicolau data: this study; Northern Islands (São Vicente, Santo Ant o): (Gerlach et al., 1988; Christensen et al., 2001; Jørgensen and Holm, 2002; Doucelance et al., 2003; Holm et al., 2006), Jurassic MORB : Gerlach et al. (1988) and this study; Carbonatites: Gerlach et al. (1988); Hoernle et al. (2002). Samples from the São Nicolau Island plot within the Northern Island field, and have amongst the depleted values of this group of islands.

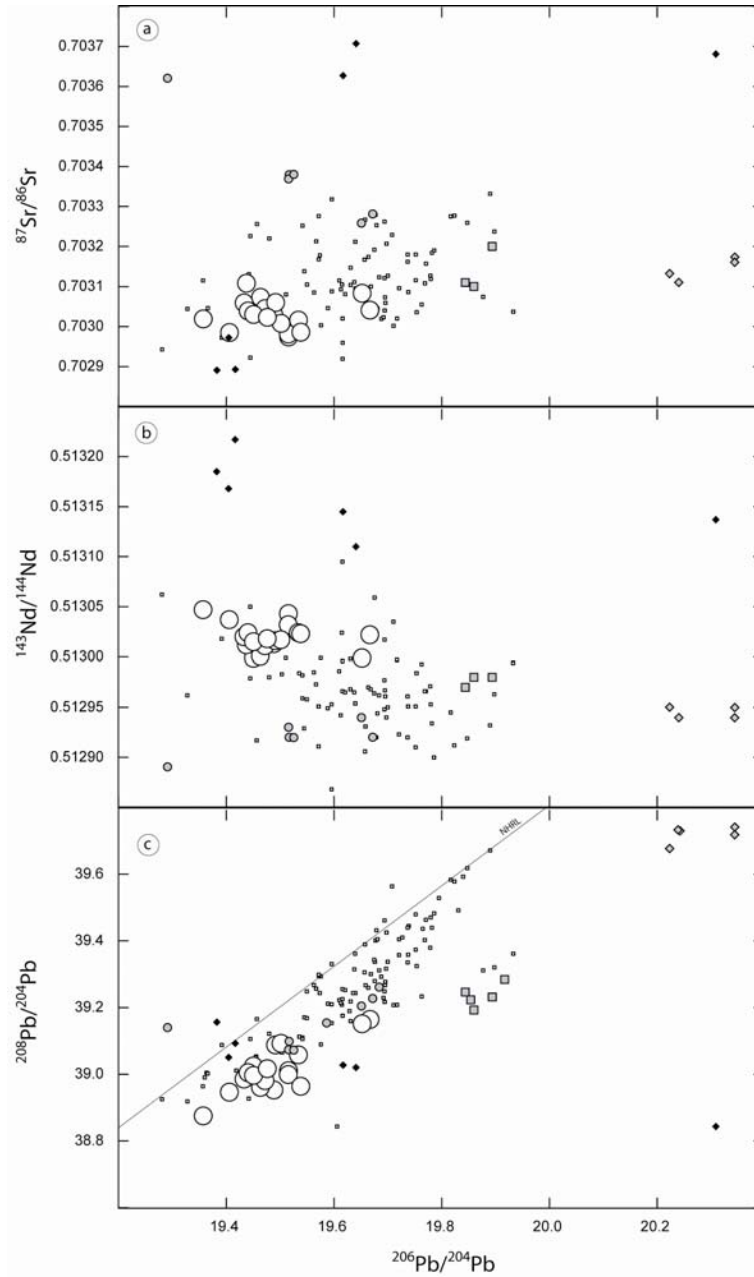


Figure II-6 : Plot of  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (a),  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (b),  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (c) vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  isotopes ratios for São Nicolau samples. Symbols as in Fig. II-5. Most of our samples plot at  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} < 19.6$ , whereas two samples are plotting distinctly from this group, toward Fogo (or São Vicente) carbonatites.

São Nicolau samples have also restricted ranges of variations for Pb isotopes relative to all other islands from the Northern islands, with  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19.357\text{--}19.667$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 15.570\text{--}15.615$ , and  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 38.875\text{--}39.164$  (Table II-1). They plot to the right of the NHRL (Hart, 1984) in a  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  diagram (Fig. II-6), as it is the case for all samples from the Northern Islands. A detailed inspection of the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  isotope variation diagrams reveals that São Nicolau samples

define two distinct subsets. Most datapoints present  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratios  $<19.6$ , in agreement with previously published data (Doucelance et al., 2003), whereas two samples (SN07 and SN09) show more radiogenic Pb compositions towards the direction of Fogo (or São Vicente) carbonatites (Fig. II-6).

The three Jurassic MORB samples from Santiago display a restricted range of variations for Sr-Nd-Pb isotopic ratios with  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.702891\text{--}0.702972$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513118\text{--}0.513167$ , and  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 19.382\text{--}19.417$  (Table 1). They are slightly less radiogenic for Sr and Pb (and more radiogenic for Nd) than those previously measured by Gerlach et al. (1988). Although differences for Sr results are partly related to the leaching procedure (not operated by these authors), the variability of the Pb and Nd Jurassic MORB compositions may result from shallow-level processes that have affected the local oceanic crust (Sm/Nd and mostly U/Pb fractionation) for the last 120 Myr.

## II.4. DISCUSSION

Previous Cape Verde studies have concluded to the presence of at least 6 components (corresponding to 5 endmembers) to explain measured Sr-Nd-Pb-Os-He isotopic compositions of basaltic samples. These are: (1) recycled oceanic crust (HIMU-like), (2) lower mantle, (3) subcontinental lithosphere, (4) DMM-like material, (5) carbonatites, and (6) Jurassic MORB (Gerlach et al., 1988; Davies et al., 1989; Christensen et al., 2001; Jørgensen and Holm, 2002; Doucelance et al., 2003; Escrig et al., 2005; Holm et al., 2006). Their involvement is controlled by the geographical location of islands in the archipelago illustrated in Fig. II-7. Basalts collected in the Northern Islands (Santo Antão, São Vicente and São Nicolau) reflect the mixing between the common endmember (S) and material having isotopic characteristics similar to those of 10-20° North Atlantic MORB, DMM-like [4], (Dosso et al. (1993) for North Atlantic data). Endmember (S) shows HIMU-like characteristics and relatively primitive/unradiogenic  $^4\text{He}/^3\text{He}$  ratios and is therefore modeled as a mixture of recycled oceanic crust [1] and lower mantle material [2]. Furthermore, assimilation of carbonatites [5], which occurrence has been recognized on 5 out of 10 islands of the Cape Verde archipelago (Allègre et al., 1971; Silva et al., 1981; Hoernle et al., 2002), has been evidenced for some São Vicente and Santo Antão lavas, whereas São Nicolau samples have recorded assimilation of unaltered Jurassic MORB [6] forming the deep basement of the Cape Verde archipelago. Conversely, samples from the Southern Islands (Fogo, Santiago and Maio) have been interpreted by the mixing of a common endmember to all islands

(termed S in Figure II-7), with an EM1-like endmember corresponding to subcontinental lithosphere [3].

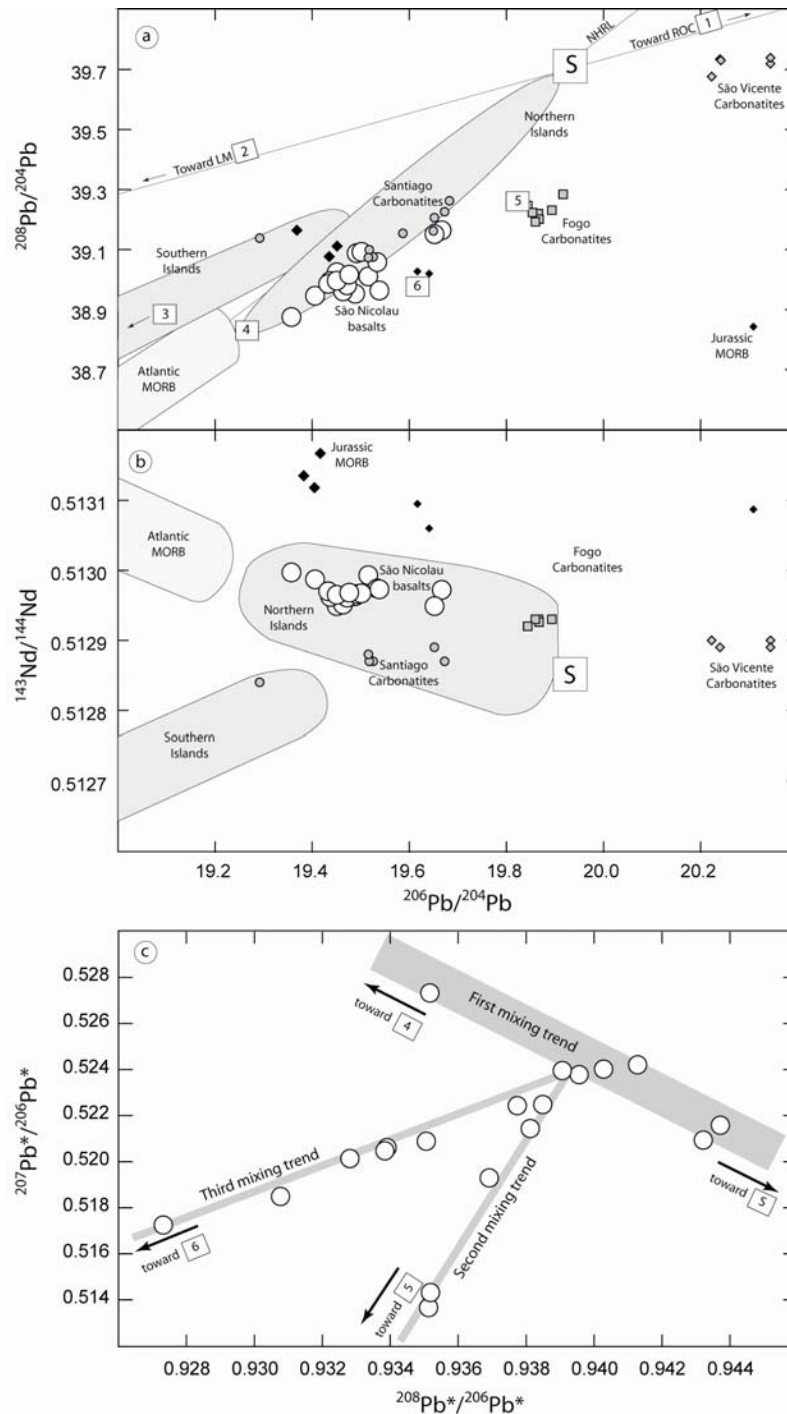


Figure II-7 : Interpretation diagram of isotopic results for São Nicolau basaltic samples. Cape Verde samples from localities other than São Nicolau Island are represented by Northern and Southern Islands fields, other symbols as in Fig. 5. Components involved in the isotopic variability (1: ROC 1.5 Gyr Chauvel et al., 1992; 2: Lower Mantle Doucelance et al., 2003; 3: depleted mantle; 4: Subcontinental lithospheric mantle; 5: Fogo or São Vicente carbonatites; 6: Jurassic MORB) are plotted at a representative composition, although they could be more extreme. Endmember noted (S) represents the composition of the Cape Verde plume source.



However, new data for Santo Antão Island by (Holm et al., 2006) displaced the endmember (S) toward more radiogenic Pb compositions along the NHRL with consequences that will be discussed later in this paper.

Although displaying a narrow range of isotopic variations, our new dataset is consistent with previous observations and models proposed for the Northern Islands. This is illustrated in a  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  isotope variation diagram (Fig. II-7a) for which mixing trends are represented by straight lines. Most São Nicolau datapoints define a mixing line (hereafter called the first mixing process) joining (1) the endmember discussed above (S) and modeled here with the mixing of 1.5 Gyr recycled oceanic crust ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 21.26$  and  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 40.3$ ; cf. Chauvel et al., 1992) and lower mantle material ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 18.3$  and  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 39.0$ ; cf. Doucelance et al., 2003), and (2) an unradiogenic endmember ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 18.5$  and  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 38.0$ ) similar in composition with Atlantic MORB dredged between 10 and 20°N (Dosso et al., 1993). Other samples fall outside of this mixing line. Two datapoints (SN07 and SN09) display higher negative  $\Delta 8/4$  values for more radiogenic  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratios, plotting in direction of Fogo and/or São Vicente carbonatites (second mixing process toward endmember [5]), whereas a third group of samples define a less steep trend towards compositions measured for some Jurassic MORB (third mixing process toward endmember [6]). These three mixing trends are also drawn in a  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  isotope variation diagram (Fig. II-7b) even if Pb/Nd ratios corresponding to each endmember have to be known (which is not the case) to precisely plot mixing hyperbolas. They indeed show distinct directions in this diagram, whereas they appear to be nearly parallel in the Pb-Pb (Fig. II-7b). Fig. II-7c shows São Nicolau samples in the  $^{207}\text{Pb}^*/^{206}\text{Pb}^*$  vs.  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$ , which offers the advantage of better scattering typical mantle components, and in which mixing are also represented by straight lines. In this diagram, the three mixing trends identified above are nearly perpendicular and clearly separated from one another.

The restricted range of isotopic compositions of our dataset prevents us to discuss more thoroughly the isotopic composition of the endmembers. However, still remain some questions that need to be addressed to fully understand the processes at the origin of these endmembers; in particular, what is their depth of origin. In the following, we use trace-elements and isotopes ratios measured in our samples to show that São Nicolau geochemical signature can be explained by multi-stage, shallow-level mixing with several components. Then, we try to generalize this conclusion to the regional trends before speculating about the Cape Verde plume source composition.

#### **II.4.1. Superficial components as the origin of São Nicolau isotopic variability?**

The identification of endmember [6] with Jurassic MORB collected on Santiago Island implies the third mixing trend discussed above to represent superficial contamination of the ascending melts by the oceanic basement of the Cape Verde archipelago. The required Sr isotopic ratio of the contaminant is obtained in MORB samples only after the leaching procedure, suggesting that the mixing process is likely to take place in the unaltered part of the oceanic crust.

More puzzling is the origin of the second mixing trend displacing samples SN07 and SN09 towards the isotopic compositions of carbonatites. This observation is supported by two São Nicolau samples only, but it seems to be a regional feature of the Northern Islands, as the composition of some basalts from both São Vicente and Santo Antão islands is also shifted towards those of carbonatites (Jørgensen and Holm, 2002; Holm et al., 2006). Interpretation of the mixing process in terms of depth location, however, is uncertain. It could represent assimilation of shallow carbonatites (as it has been reported for São Vicente samples by Jørgensen and Holm, 2002), or mixing with a carbonatitic component located deeply in the Capverdean plume source. Note that only 2 samples out of 19 seem to be affected by such carbonatite contamination. This scarcity indicates that the mixing process should not be of important magnitude, and that the carbonatitic endmember is volumetrically small. Such features are more likely representative of a shallow assimilation of carbonatite rather than mixing with a plume-related carbonatitic component, which would affect the totality of the sample set.

Consequently we favor a shallow origin for carbonatite mixing. Such a conclusion is in agreement with the recent model by Doucelance et al. (2007) who propose Cape Verde carbonatites as a result of plume-induced partial melting of carbonatitic metazomatized oceanic lithosphere.

Let us now discuss the first mixing trend between (1) a HIMU-like Pb ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 20.0$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 15.65$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 39.8$ ), unradiogenic He ( $^4\text{He}/^3\text{He} \sim 20,500$ ) endmember (termed S) and (2) North Atlantic MORB-like compositions [4]. Unradiogenic (primitive)  $^4\text{He}/^3\text{He}$  values are generally interpreted as tracing a relatively undegassed reservoir thought to be the lower mantle (Kurz et al., 1982). They therefore imply the Pb radiogenic endmember to be deep-seated in the Cape Verde plume source. On the contrary, two options can be proposed for the depleted endmember: (i) the oceanic lithosphere, or (ii) viscously entrained asthenospheric material. Following Class and Goldstein (1997), depletions in Rb, Ba, K and Ta for São Nicolau basalts would be expected in case of



underlying oceanic lithosphere assimilation. However, such trace-element characteristics could also be interpreted as “ghost” amphibole or phlogopite signature in ancient, recycled lithospheric material during subduction (Gurenko et al., 2006).

Additional constraints on this problem are given by the trace-element characteristics of São Nicolau basalts. These have Nb/U ratios ranging from 41 up to 73, which is clearly distinguishable from the average values of MORB and OIB ( $47 \pm 10$ : Hofmann et al., 1986;  $50 \pm 14$  Sims and DePaolo, 1997). According to Hofmann et al. (1986), Nb and U have identical bulk partition coefficients during oceanic basalts melting, and display contrasting ratios in oceanic basalts and in the estimates of the primitive mantle and the continental crust. They thus can distinguish between mantle enrichments which have produced oceanic basalt sources and sources derived from the continental crust or the primitive mantle.

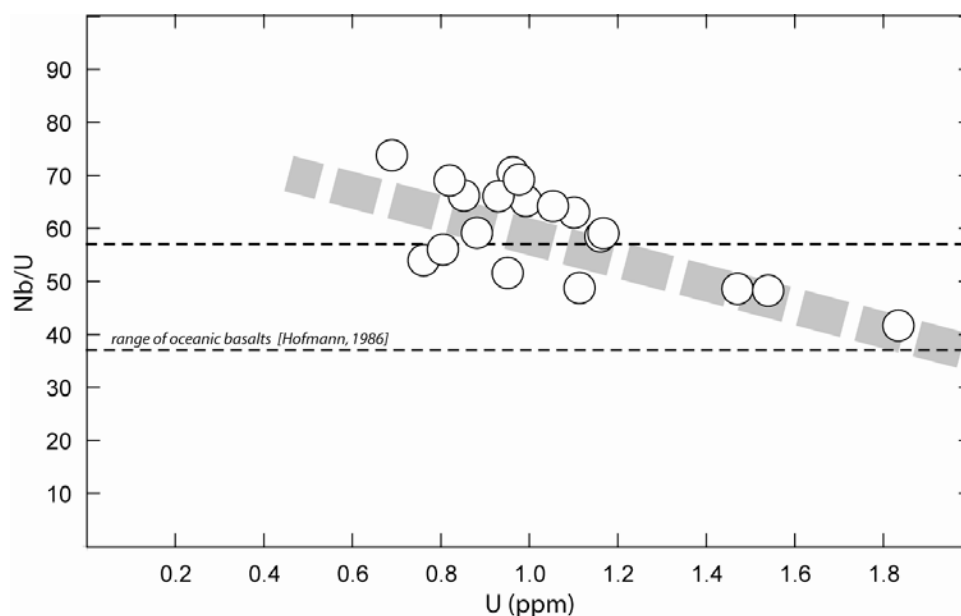


Figure II-8 : Nb/U vs. U diagram in basaltic samples from São Nicolau Island. The negative correlation observed in those samples can either be related (i) to a lesser incompatibility of Nb relative to U in a magmatic process, or to (ii) mixing between a high U – normal Nb/U endmember and a low U – high Nb/U endmember.

Nb/U ratios for São Nicolau basalts correlate negatively when plotted against U concentrations (Fig. II-8). This relationship could at first glance indicate a lesser incompatibility of Nb relative to U, implying thus that Nb/U do not directly reflect the long-term characteristics of São Nicolau sources. However, such a hypothesis is based on the assumption that São Nicolau basalts are cogenetic in the sense that they correspond to partial melts from a source of uniform composition, a hypothesis which is not supported by

the isotopic variations indicating a heterogeneous source for São Nicolau basalts. An alternative hypothesis is that the relationship reflects a mixing process between an endmember with normal OIB-like Nb/U values and an endmember with high Nb/U values. Following this hypothesis, the endmember with OIB-like Nb/U values is likely to be the Cape Verde plume source whereas two candidates need to be considered on the basis of the isotope systematics, for the high Nb/U endmember. These are the oceanic lithosphere and the entrained asthenospheric material.

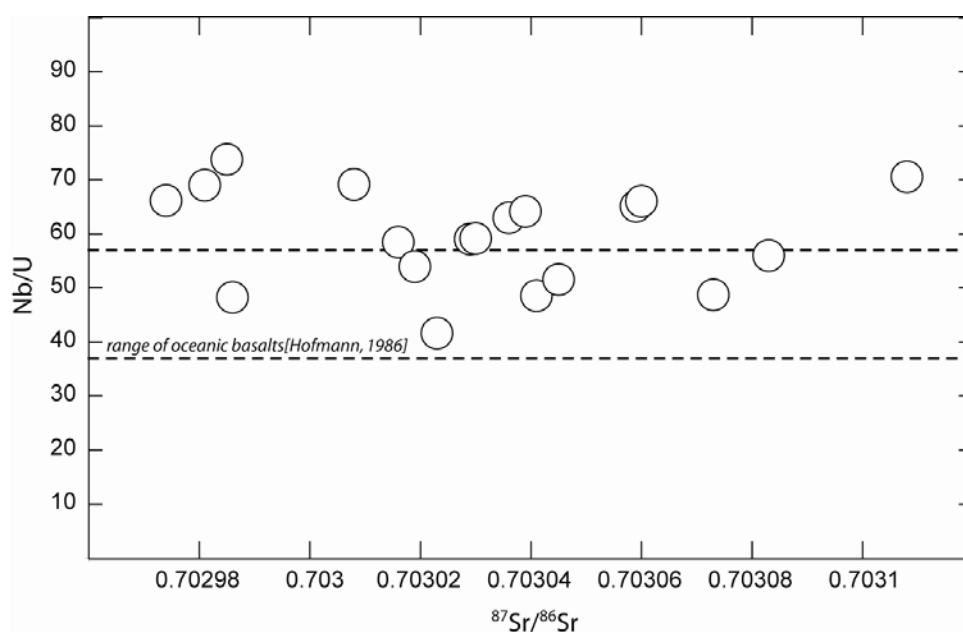


Figure II-9 : Nb/U vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  diagram for São Nicolau samples. No correlation can be observed between those two parameters and values of the Nb/U ratio in the represented samples are extremely scattered compared to the mantle range defined by Hofmann et al. (1986).

The hypothesis of asthenospheric material (i.e., depleted mantle source with a MORB-like value) can hardly be reconciled with a high Nb/U signature, nevertheless such ratios can be found in the oceanic lithosphere, as it generally contains amphibole and/or phlogopite, two Nb-rich minerals known to be able to fractionate Nb/U ratios (LaTourette et al., 1995). Two scenarios can thus be envisioned. The high Nb/U endmember is located in the local underlying lithosphere, recently metasomatized (either at mid-ocean ridges or by first plume melts), or the high Nb/U values reflect the involvement of subducted recycled lithosphere with a ghost phlogopite-amphibole signature (Gurenko et al., 2006) in the plume. According to Gurenko et al. (2006), a coherent information between Nb/U ratios and isotope compositions would be expected as they both behave as effective source tracers. However,

no covariation between  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and Nb/U is observed (Fig. II-9), and thus support that the first mixing trend is the consequence of the assimilation by plume melts of the underlying lithosphere containing amphibole-phlogopite cumulates. The sampling of these cumulates at variable degrees of melting is the cause of the high Nb/U ratios.

It should be noted that Nb/U vs. U variations are explained in terms of a simple binary mixing process whereas isotopes ratios point to three different mixing processes and four endmembers. However, Jurassic MORB (or carbonatites) assimilation is likely to occur at crustal levels through a coupled assimilation-fractional crystallization (AFC) process. As São Nicolau basalts are not strongly differentiated, the AFC process is likely to be subordinate to the first mixing process expressed - in isotopes diagram between endmembers (S) and [4] (Fig. II-9) - which therefore can be seen as the isotope equivalent of the Nb/U versus U mixing trend. In summary, the São Nicolau geochemical signature can be explained by mixing of pristine plume melts with three different superficial components (Jurassic MORB basement, carbonatite and underlying oceanic lithosphere). If assimilation of carbonatites and Jurassic MORB is a process of limited magnitude that affects only a small subset of the samples, interaction with the underlying lithosphere appears as the main contamination process that control the geochemical signature of São Nicolau basalts.

#### **II.4.2. GENERALIZATION TO THE REGIONAL TRENDS**

As discussed above, isotopic variations of São Nicolau basalts can be explained by mixing between plume melts with constant compositions and superficial components. In the following, we evaluate if this interpretation can be extrapolated to the isotopes ratios variations measured for lavas from the other islands of the Cape Verde archipelago.

At the archipelago scale, isotopic variations define two regional trends, the Southern Island trend between the endmember (S) and subcontinental lithosphere [3], and the Northern Island trend between endmember (S) and Atlantic MORB [4], which corresponds to the first trend identified in São Nicolau samples. In order to discuss those regional features, we will focus only on data unaffected by carbonatite and/or Jurassic MORB assimilation. Our selection then takes into account (i) all samples from Santiago and Fogo regarding the Southern Islands (Gerlach et al., 1988; Escrig et al., 2005) and; (ii) 7 samples from São Nicolau (this study); all the analyses by (Gerlach et al., 1988); old volcanics (OV) from São Vicente (Jørgensen and Holm, 2002); and Santo Antão data except 10 from Holm et al. (2006) for the Northern Islands.

Samples from the Northern Islands have Nb/U values ranging from 30 to 100 and are uncorrelated with isotope. Two samples have Nb/U values that are well below the normal range for MORB and OIB (Hofmann et al., 1986). Such low values are usually linked to the involvement of continental material, an hypothesis in disagreement with isotopes ratios measured in the Northern Islands, or could indicate that the lavas have experienced phlogopite fractionation, as proposed by Lundstrom et al. (2003). It has also to be noted that shallow level interaction between plume melts and the local underlying oceanic lithosphere does not definitely rule out the involvement of entrained depleted material (Holm et al., 2006) or depleted subducted material (Gurenko et al., 2006), as their signature would be hidden by shallowest processes.

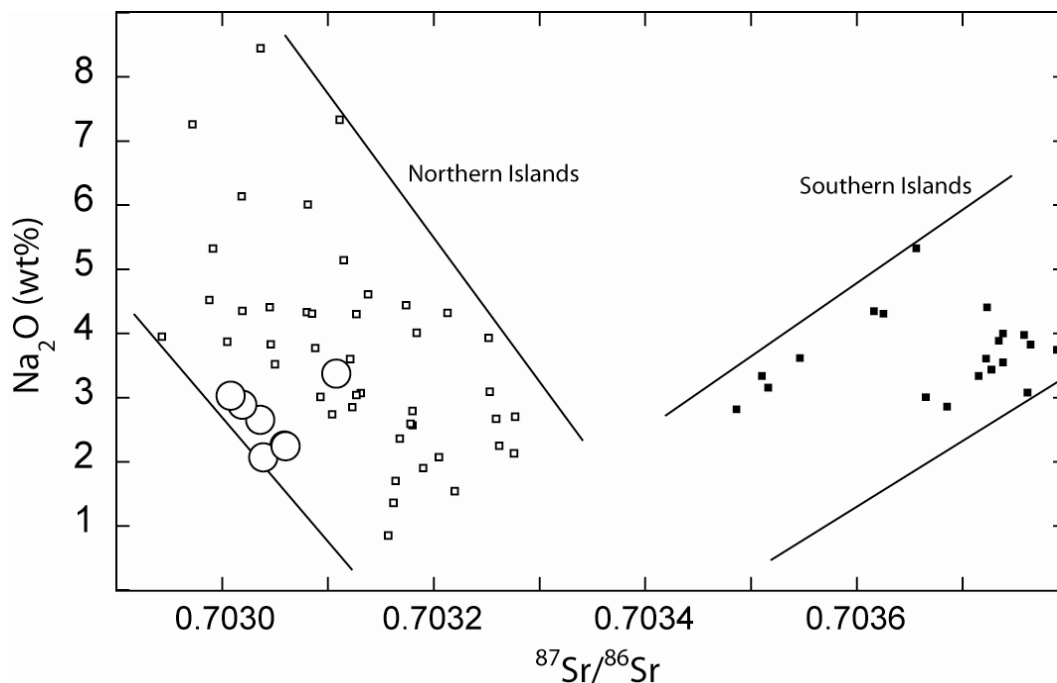


Figure II-10 : Plot of Na<sub>2</sub>O weight content vs. Sr isotopes ratio for both groups of Cape Verde islands. Covariation between those variables indicates that both magmatic differentiation and mixing occurs simultaneously. This is best interpreted in terms of a shallow level mixing rather than deep source heterogeneity.

The exact location of endmembers [3] and [4], specific to Southern and Northern Islands respectively, at shallow levels (sampling via assimilation) or deeper in the plume source (sampling by partial melting) would lead to contrasted relationships between the various geochemical tools. In the case of assimilation, broad correlations between the different geochemical tools witnessing assimilation and mixing process are expected, whereas a

location in the plume should lead to a decoupling of major- or trace-element contents and isotopic ratios due to partial melting. Figure II-10 presents  $\text{Na}_2\text{O}$  contents vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotopic ratios for Cape Verde basalts, restricting datapoints to samples unaffected by assimilation of Jurassic MORB and/or carbonatites. Datapoints distribute into 2 broad, distinct trends corresponding to samples from the Northern Islands on the one hand, and samples from the Southern Islands on the other hand. In details, basalts from Santo Antão, São Vicente and São Nicolau present negatively correlated  $\text{Na}_2\text{O}$  contents and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios, whereas samples from Fogo and Santiago display a positive relationship. Such a coupled evolution of a differentiation index ( $\text{Na}_2\text{O}$  content) with a source tracer like  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  argues in favor of syn- or post-differentiation mixing processes in the final fingerprint of Cape Verde basalt geochemical signatures.

#### **II.4.3. Isotopic signature of the Cape Verde plume source**

As discussed previously, the detailed study of elemental and isotopic compositions of São Nicolau basalts together with previous analyzes for Santo Antão and São Vicente lavas (Gerlach et al., 1988; Jørgensen and Holm, 2002; Doucelance et al., 2003; Holm et al., 2006) indicates that chemical variabilities observed for basalts from the Northern Islands are related to multi-component assimilation at a shallow level. An identical conclusion was reached by Escrig et al. (2005) for the origin of the binary mixing trends defined by samples from the Southern Islands in isotope variation diagrams. They interpreted the Sr-Nd-Pb-Os compositions of Fogo basalts as results of the mixing between (1) a HIMU-like endmember associated with the Cape Verde plume source (similar to the endmember [1] discussed for the Northern Islands, see section IV.1) and (2) a EM1-like endmember, identified as subcontinental lithospheric material left behind in the oceanic lithosphere after opening of the Atlantic ocean. Such a conclusion is mainly based on the time-dependent evolution of mixing as the youngest samples being closer to the EM1-like endmember. This observation suggests a shallow-level location of the EM1-like endmember, which is more likely assimilated during melt ascent through the oceanic crust than present in the deep plume source. Indeed, the progressive recharge of a magma chamber that was not totally emptied by previous eruptions will result in mixing of older batches that have already suffered assimilation with pristine melts; this will thus result in the generation of melts with intermediate isotopic signatures, evolving with time towards the contaminant (wallrock) endmember. Furthermore Fogo basalts show a clear relationship between  $\text{Na}_2\text{O}$  contents and Sr isotopic ratios (Fig. II-10) tracing syn- or post-differentiation processes.

We also noted earlier in this manuscript that the recent extension of the Northern Island field toward more radiogenic Pb compositions and lower Nd values (Holm et al., 2006). Consequently the endmember (S) cannot be considered as common to the two groups of islands anymore. Indeed, the Southern Islands trend starts from a point that plots within the Northern Islands field (Fig. II-7). This implies that melts from the Southern Island have been modified by interaction with the metazomatized Atlantic oceanic lithosphere (Northern Islands mixing) before acquiring their EM1 signature. This allows us to locate the EM1-like component identified by previous authors in the upper levels of the lithosphere underlying the Cape Verde archipelago.

From observations and models related to both groups of islands, we thereby propose that most of the isotopic variability registered in basaltic samples from the Cape Verde archipelago is resulting from shallow-level interactions between unradiogenic  $^4\text{He}/^3\text{He}$ , HIMU-like Sr-Nd-Pb, plume-related melts ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.7034$ ;  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \sim 0.51285$ ;  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 20.0$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 15.65$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 39.8$ ;  $^4\text{He}/^3\text{He} \sim 20,500$ ) and various components associated with the oceanic lithosphere (subcontinental lithosphere, carbonatite and Jurassic MORB).

This conclusion implies that the deep source of the Cape Verde plume has remained nearly constant over the span of time covered by samples used in this study ( $\sim 10$  Myr). Such constancy in the plume source composition is somewhat not exceptional. As an example, the Reunion plume melts have been recording the same composition for the last 60 millions of years (Peng and Mahoney, 1995). For the Cape Verde plume, whose source is supposed to be heterogeneous (i.e., best explained by a mixture of lower mantle material and recycled oceanic crust), this suggests almost constant partial melting degrees resulting in constant proportions of both components.

Turning to the control of the isotopic variability of basalts by shallow-level processes, this may be related to the geographical position of the Cape Verde archipelago. Its location over an old and very thick lithosphere (Cazenave et al., 1988) allows plume melts to interact with it. Additionally, a thick lithosphere is limiting the range of melting depths and by consequence the range of partial melting degrees.

## **II.5. CONCLUSIONS**

New measurements for major-, trace-elements and Sr-Nd-Pb isotope ratios have been carried out for 19 samples from São Nicolau Island, Cape Verde archipelago. Isotopic results are in agreement with previously published data for basalts from the Northern Cape Verde

Islands (Santo Antão and São Vicente), although the range of variations appears to be more limited. They also show variations of the Nb/U ratio that indicates involvement of a reservoir containing phlogopite. We interpret this signature as shallow-level mixing between plume-related melts with a HIMU-like Sr-Nd-Pb isotopic composition ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.7034$ ;  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \sim 0.51285$ ;  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 20.0$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 15.65$ ;  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 39.8$ ) and 3 superficial components: (1) oceanic lithosphere, (2) carbonatites, and (3) Jurassic MORB (the last 2 components being associated with the oceanic lithosphere). Coupled to previous conclusions invoking an AFC process for Fogo basalts (Escrig et al., 2005), we infer that the isotopic variability registered by basaltic samples from the whole Cape Verde archipelago are not source-related, but are associated with shallow-level processes. At a more global scale, such conclusions are questioning the interpretation of OIB variabilities as mantle heterogeneities.

Acknowledgements: The authors wish to thank Ivan Vlastelic and Ken Koga for stimulating discussions.



## BIBLIOGRAPHIE :

- Allègre C.J., Pineau F., Bernat M. and Javoy M., Evidence for the occurrence of carbonatites on the Cape Verde and Canary Islands. *Nature Phys. Sci.*, **233** (1971) pp. 103-104.
- Allègre C.J. and Turcotte D.L., Implications of a two-component marble-cake mantle. *Nature*, **323** (1986) pp. 123-127.
- Cazenave A., Dominh K., Rabinowicz M. and Ceuleneer G., Geoid and depth anomalies over ocean swells and troughs: evidence of an increasing trend of the geoid to depth ratio with age of plate. *J. Geophys. Res.*, **93** (1988) pp. 8064-8077.
- Chauvel C., Hofmann A.W. and Vidal P., HIMU-EM: the French Polynesian connection. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **110** (1992) pp. 99-119.
- Christensen B.P., Holm P.M., Jambon A. and Wilson J.R., Helium, argon and lead isotopic composition of volcanics from Santo Antão and Fogo, Cape Verde Islands. *Chem. Geol.*, **178** (2001) pp. 127-142.
- Class C. and Goldstein S.L., Plume-lithosphere interactions in the ocean basins: constraints from the source mineralogy. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **150** (1997) pp. 245-260.
- Dasch E.J., Hedge C.E. and Dymond J., Effect of sea water interaction on strontium isotope composition of deep-sea basalts. *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **19** (1973) pp. 177-183.
- Davies G.R., Norry M., Gerlach D.C. and Cliff R.A., 1989. A combined chemical and Pb-Sr-Nd isotope study of the Azores and Cape Verde hotspots: the geodynamic implications. In: A.D. Saunders and M.J. Norry (Editors), *Magmatism in the ocean basins*. Geol. Soc. Spec. Publ., London, pp. 231-255.
- DePaolo D.J., Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **53** (1981) pp. 189-202.
- DePaolo D.J., Isotopic studies of processes in mafic magma chambers: I. The Kiglapait Intrusion. *J. Petrol.*, **26** (1985) pp. 925-951.
- Dosso L., Bougault H. and Joron J.-L., Geochemical morphology of the North Mid-Atlantic Ridge, 10°-20°N: Trace element-isotope complementarity. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **120** (1993) pp. 443-462.
- Doucelance R., Escrig S., Moreira M., Gariépy C. and Kurz M.D., Pb-Sr-He isotope and traces element geochemistry of Cape Verde archipelago. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **67** (2003) pp. 3717-3733.
- Doucelance R. and Manhès G., Reevaluation of precise lead isotope measurements by thermal ionization mass spectrometry: comparison with determinations by plasma source mass spectrometry. *Chem. Geol.*, **176** (2001) pp. 361-377.
- Doucelance R., Mata J., Moreira M. and Silva L.C., Isotopes evidence for the origin of Cape Verde oceanic carbonatites. *17th V.M. Goldschmidt Conf. Geochim. Cosmochim. Acta*, **71(15)** (2007) pp. A233.
- Duprat H.I., Friis J., Holm P.M., Grandvuinet T. and Sorrensen R.V., The volcanic and geochemical development of São Nicolau, Cape Verde Islands: Constraints from field and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar evidence. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **162** (2007) pp. 1-19.
- Dupré B., Lambert B. and Allègre C.J., Isotopic variations within a single island : the Terceira case. *Nature* (1982) pp. 620-622.



- Escrig S., Doucelance R., Moreira M. and Allègre C.J., Os isotope systematics in Fogo basalts: evidence for lower continental crust residing in the oceanic lithosphere beneath the Cape Verde Islands. *Chem. Geol.*, **219** (2005) pp. 93-113.
- Gerlach D.C., Cliff R.A., Davies G.R., Norry M. and Hodgson N., Magma sources of the Cape Verde archipelago: Isotopic and trace elements constraints. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52** (1988) pp. 2979-2992.
- Gibson S.A., Thompson R.N., Day J.A., Humphris S.E. and Dickin A.P., Melt-generation processes associated with the Tristan mantle plume: Constraints on the origin of EM-1. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **237** (2005) pp. 744-767.
- Gunn B.M. and Watkins N.D., Geochemistry of the Cape Verde Islands and Fernandio de Noronha. *Bull. Geol. Soc. Am.*, **87** (1976) pp. 1089-1100.
- Gurenko A.A., Hoernle K.A., Hauff F., Schmincke H.-U., Han D., Miura Y.N. and Kaneoka I., Major, trace element and Nd–Sr–Pb–O–He–Ar isotope signatures of shield stage lavas from the central and western Canary Islands: Insights into mantle and crustal processes. *Chem. Geol.*, **233** (2006) pp. 75-112.
- Hart S.R., Large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature*, **309** (1984) pp. 753-757.
- Hoernle K., Tilton G., Bas M.J.L., Duggen S. and Garbe-Schönberg D., Geochemistry of oceanic carbonatites compared with continental carbonatites: mantle recycling of oceanic crustal carbonate. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **142** (2002) pp. 520-542.
- Hofmann A.W., Chemical differentiation of the Earth : The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **90** (1988) pp. 297-314.
- Hofmann A.W., Jochum K.P., Seufert M. and White W.M., Nb and Pb in oceanic basalts: new constraints on mantle evolution. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **79** (1986) pp. 33-45.
- Holm P.M., Wilson J.R., Christensen B.P., Hansen L., Hansen S.L., Hein K.M., Mortensen A.K., Pedersen R., Plesner S. and Runge M.K., Sampling the Cape Verde mantle plume: evolution of melt composition on Santo Antão, Cape Verde Islands. *J. Petrol.*, **47** (2006) pp. 145-189.
- Jørgensen J.Ø. and Holm P.M., Temporal variation and carbonatite contamination in primitive ocean island volcanics from São Vicente, Cape Verde Islands. *Chem. Geol.*, **192** (2002) pp. 249-267.
- Kokfelt T.F., Holm P.M., Hawkesworth C.J. and Peate D.W., A lithospheric mantle source for the Cape Verde island magmatism: Trace element and isotopic evidence from the island of Fogo. *Min. Mag.*, **62A** (1998) pp. 801-802.
- Kurz M.D., Jenkins W.J., Schilling J.-G. and Hart S.R., Helium isotopic variation in the mantle beneath the central North Atlantic Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **58** (1982) pp. 1-14.
- Lassiter J.C., Hauri E.H., Reiners P.W. and Garcia M.O., Generation of Hawaiian post-erosional lavas by melting of a mixed lherzolite/pyroxenite source. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **178** (2000) pp. 269-284.
- LaTourette T.Z., Hervig R.L. and Holloway J.R., Trace element partitioning between amphibole, phlogopite and basanite melt. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **135** (1995) pp. 13-30.
- Lundstrom C.C., Hoernle K.A. and Gill J., U-series disequilibria in volcanic rocks from the Canary Islands: plume versus lithospheric melting. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **67** (2003) pp. 4153-4177.

- Macedo J., 1989. Petrologia e geoquímica de lavas da ilha de S. Nicolau (arquipélago de Cabo Verde). In: G.d. Orta (Editor), Série Geológica, Lisboa 12, 1-20.
- Madeira J., Munha J., Tassinari C., Mata J., Silveira A.B.d. and Martins S., 2005. K/Ar ages of carbonatites from the island of Fogo (Cape Verde). VIII Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, pp. 475-478.
- Manhès G., Minster J.-F. and Allègre C.J., Comparative U-Th-Pb and Rb-Sr study of the St-Séverin amphibolites : Consequence for early solar system chronology. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **39** (1978) pp. 14-24.
- Mazarovich A.O., Frikh-Kar D.I., Kogarko L.N., Kaporulin V.I., Rikhter A.V., Akhmetev M.A. and Zolotarev B.P., 1990. Tectonics and magmatism of the Cape Verde Islands. Nauka, Moscow, 246 pp.
- Menzies M. and Seyfried W.E., Basalt-seawater interaction: trace element and strontium isotopic variations in experimentally altered glassy basalt. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **44** (1979) pp. 463-472.
- Mitchell J.G., Bas M.J.L., Zielonka J. and Furnes H., On dating the magmatism of Maio, Cape Verde Islands. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **64** (1983) pp. 61-76.
- Montelli R., Nolet G., Dahlen F.A. and Masters G., A catalogue of deep mantle plumes: new results from finite-frequency tomography. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **7** (2006) pp. Q11007 doi: 10.1029/2006GC001248.
- Peng Z.X. and Mahoney J.J., Drillhole lavas from the northwestern Deccan Traps, and the evolution of Réunion hotspot mantle. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **134** (1995) pp. 169-185.
- Pin C. and Bassin C., Evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic method for isotopic analysis in geological materials. *Anal. Chim. Acta*, **269** (1992) pp. 249-255.
- Pin C., Briot D., Bassin C. and Poitrasson F., Concomitant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Anal. Chim. Acta*, **298** (1994) pp. 209-217.
- Plesner S., Holm P.M. and Wilson J.R.,  $^{40}\text{Ar}$ - $^{39}\text{Ar}$  geochronology of Santo Antão, Cape Verde Islands. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **120** (2003) pp. 103-121.
- Silva L.C., Bas M.J.L. and Robertson A.H.F., An oceanic carbonatite volcano on São Tiago, Cape Verde Islands. *Nature*, **294** (1981) pp. 644-645.
- Sims K.W.W. and DePaolo D.J., Inferences about mantle magma sources from incompatible element concentration ratios in oceanic basalts. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61** (1997) pp. 765-784.
- Thirlwall M.F., Multicollector ICP-MS analysis of Pb isotopes using a  $^{207}\text{Pb}$ - $^{204}\text{Pb}$  double spike demonstrates up to 400 ppm/amu systematic errors in TI-normalization. *Chem. Geol.*, **184** (2002) pp. 255-279.
- Woodhead J.D., HIMU in an oceanic setting : The geochemistry of Mangaia Island (Polynesia) and temporal evolution of the Cook-Austral hotspot. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **72** (1996) pp. 1-19.
- Workman R.K., Hart S.R., Jackson M., Regelous M., Farley K.A., Blusztajn J., Kurz M.D. and Staudigel H., Recycled metasomatized lithosphere as the origin of the Enriched Mantle II (EM2) end-member: Evidence from the Samoan Volcanic Chain. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **5** (2004) pp. DOI 10.1029/2003GC000623.



---

## CHAPITRE III

---

### INFLUENCE DES IFP DANS UN CONTEXTE D'INTERACTION AVEC UNE RIDE MEDIO-OCEANIQUE : EXEMPLE DE L'ÎLE DE SÃO JORGE, AÇORES

*Le second contexte géodynamique abordé dans cette étude est celui d'une localisation en bordure de plaque tectonique, à proximité d'une ride médio-océanique. L'archipel des Açores, situé au milieu de l'Océan Atlantique Nord est donc une cible privilégiée pour ce type d'étude. Les signatures géochimiques des laves de cet archipel ont depuis longtemps montré l'existence de deux alignements portés, par les basaltes de l'île de São Miguel d'une part, et par les basaltes des autres îles d'autre part. Ces deux alignements se rejoignent au niveau d'un pôle commun ayant une composition isotopique semblable à celle des MORB échantillonnés sur la portion de la ride médio-Atlantique la plus proche.*

*Je me focaliserai sur les basaltes de l'île de São Jorge. Cette île a la particularité d'être allongée dans une direction subperpendiculaire à la Ride Médio-Atlantique. A ce titre, elle représente donc l'opportunité d'étudier l'influence de l'éloignement de la ride sur la contamination par cette dernière des liquides issus du panache des Açores. J'examinerai ensuite les conséquences sur la composition de la source des laves de l'archipel des Açores.*

## I. SÃO JORGE ET L'ARCHIPEL DES AÇORES

L'archipel des Açores est localisé au centre de l'Océan Atlantique Nord, au niveau d'un point triple où se rejoignent les plaques Eurasienne, Africaine et Américaine et à cheval sur la Ride Médio-Atlantique. Il est composé de 9 îles principales d'origines volcaniques (fig. III-1) dont 5 d'entre elles ont connu un volcanisme historique (Faial, São Miguel, São Jorge, Pico et Terceira). D'un point de vue géographique, on peut séparer les îles en 3 groupes : (i) le groupe oriental, avec les îles de São Miguel et Santa Maria ; (ii) le groupe central composé des îles de Terceira, Graciosa, São Jorge, Pico et Faial ; et (iii) le groupe occidental, situé de l'autre côté de la ride par rapport aux deux premiers groupes, comprenant les îles de Corvo et Flores.

La compilation des âges effectuée par (Laranjeira et Nunes, 2005) montre que le volcanisme subaérien a débuté sur l'île de Santa Maria (8 à 12 Ma), tandis que l'île de Pico est la plus récente (250 ka).

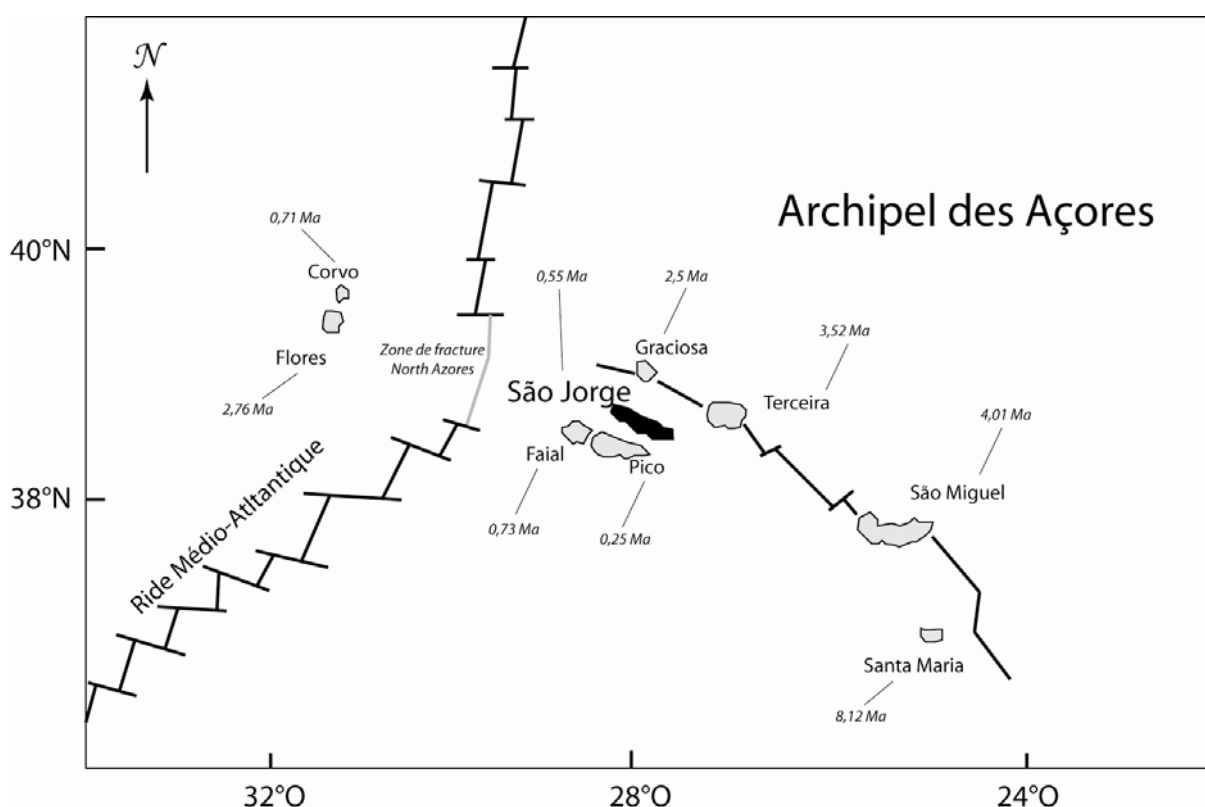


Figure III-1 : Carte simplifiée de l'archipel des Açores. 3 groupes d'îles ont été définis : le groupe oriental avec São Miguel et Santa Maria ; Le groupe central avec Graciosa, Terceira, São Jorge, Pico et Faial ; le groupe occidental avec Corvo et Flores. Le début de l'activité volcanique sub-aérienne est indiqué pour chaque île.

L'île de São Jorge est de forme allongée et présente une longueur d'environ 55 km pour une largeur de 8 km, héritée du volcanisme fissural à son origine. Cette fissure est parallèle au rift de Terceira (situé à quelques dizaines de kilomètres au Nord) et subperpendiculaire à la Ride Médio-Atlantique (localisée à environ 200 km à l'Ouest).

L'histoire volcanique de São Jorge peut se décomposer en trois périodes définies par les 3 formations géologiques qui la composent (Forjaz et Fernandez, 1975). En premier lieu, la plus ancienne formation (Topo), située à l'Est de l'île, a été datée à environ 550 ka (Feraud et al., 1980). Les phases suivantes sont respectivement représentées par les formations Manadas (intermédiaire) et Rosais (récente). L'âge du volcanisme dans cette dernière s'étend d'environ 100 ka à un volcanisme historique marqué par l'éruption de 1808. D'un point de vue géographique, la formation la plus ancienne (Topo) est aussi la plus éloignée de la ride médio-Atlantique, en revanche, la formation la plus récente (Rosais) se situe au centre de l'île tandis que la formation Manadas est localisée à l'Ouest (fig. III-2). Une telle répartition de l'emplacement des laves permet d'écarter un lien direct avec le déplacement de la plaque tectonique sous-jacente vers l'Est.

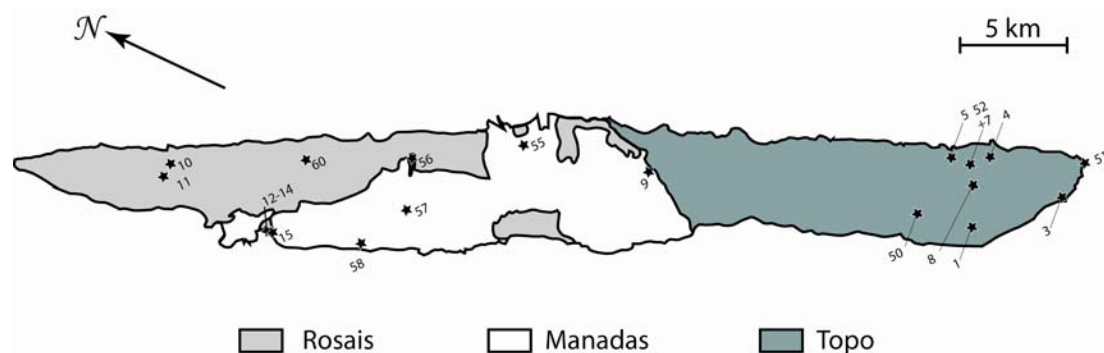


Figure III-2 : Carte simplifiée l'île de São Jorge et du positionnement des échantillons. L'île de São Jorge est composée de 3 formations géologiques d'âges différents : Topo, regroupant les laves les plus anciennes, à l'Est ; Rosais, composée de laves d'âge intermédiaire, à l'Ouest ; et Manadas, regroupant les laves les plus jeunes et notamment le volcanisme historique, au centre de l'île.

Les échantillons utilisés dans cette étude ont été récoltés lors de deux missions de prélèvements en 2000 et 2004. Ils ont été choisis pour leur forte proportion en olivine et pyroxènes non altérés, afin de permettre la mesure des isotopes radiogéniques (Sr, Nd, Pb) et des rapports isotopiques de gaz rares sur le même échantillon. L'échantillonnage porte sur une zone géographique couvrant la majeure partie de l'île et est représentatif des 3 formations géologiques qui la composent.

## II. LE CADRE GEOCHIMIQUE DE L'ARCHIPEL DES AÇORES

Les laves de l'archipel des Açores ont fait l'objet de nombreuses études géochimiques depuis les 30 dernières années (Hawkesworth et al., 1979; White et al., 1979; Davies et al., 1989; Widom et Shirey, 1996; Turner et al., 1997; Widom et al., 1997; Moreira et al., 1999; Widom et Farquhar, 2003; Madureira et al., 2005; Beier et al., 2007; Elliott et al., 2007). Les compositions isotopiques ont été principalement mesurées sur les laves des îles de São Miguel, Faïal, Pico et Terceira, et ont permis de montrer l'implication d'une grande diversité de composants.

Le résultat majeur de ces études est la distinction de trois groupes dans les diagrammes isotopiques impliquant les isotopes du Pb (fig. III-3). Le premier de ces groupes correspond aux basaltes de l'île de São Miguel, caractérisé par des compositions isotopiques de Pb radiogéniques et situées à gauche de la NHRL (Hart, 1984). Le 2<sup>e</sup> groupe correspond aux basaltes de l'île de Terceira, s'étendant lui aussi vers des rapports de Pb élevés, mais situés à droite de la NHRL. Enfin, le 3<sup>e</sup> groupe, composés par les laves de Pico et Faïal, possède les rapports  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  les plus faibles, décalés à gauche de la NHRL dans le diagramme  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (fig. III-3b).

Ces 3 groupes se distinguent aussi par leurs compositions isotopiques de Sr. En effet, dans le diagramme  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (fig. III-4a), les basaltes de São Miguel présentent des valeurs allant des MORB locaux (MORB 31-41°N ; Dosso et al., 1999) à des valeurs plus radiogéniques en Pb et Sr. L'alignement des basaltes de Terceira commence lui aussi au niveau des MORB locaux, et s'étend vers des valeurs plus radiogéniques pour les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , toutefois sur un alignement moins pentu que les basaltes de São Miguel. Enfin, les laves de Pico et Faïal sont décalés par rapport aux deux alignements décrits ci-dessus, vers, des compositions peu radiogéniques en Pb et des rapports de Sr plus élevés que les MORB. De plus, bien qu'il soit difficile de parler d'alignement dans ce diagramme pour les échantillons de ces deux îles, il semble que les échantillons ayant le rapport  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  le plus faible montrent les plus forts rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ . La systématique observée avec les isotopes du Sr se retrouve lorsque l'on regarde les isotopes du Nd (fig. III-4b). En effet, l'alignement de São Miguel se distingue nettement du reste des îles de l'archipel des Açores. Cependant, les îles de Faïal, Pico et Terceira se positionnent toute sur le même alignement. On notera toutefois que les basaltes de Pico et Faïal sont les seuls, sur cet alignement, à pointer à gauche du champ des MORB locaux.



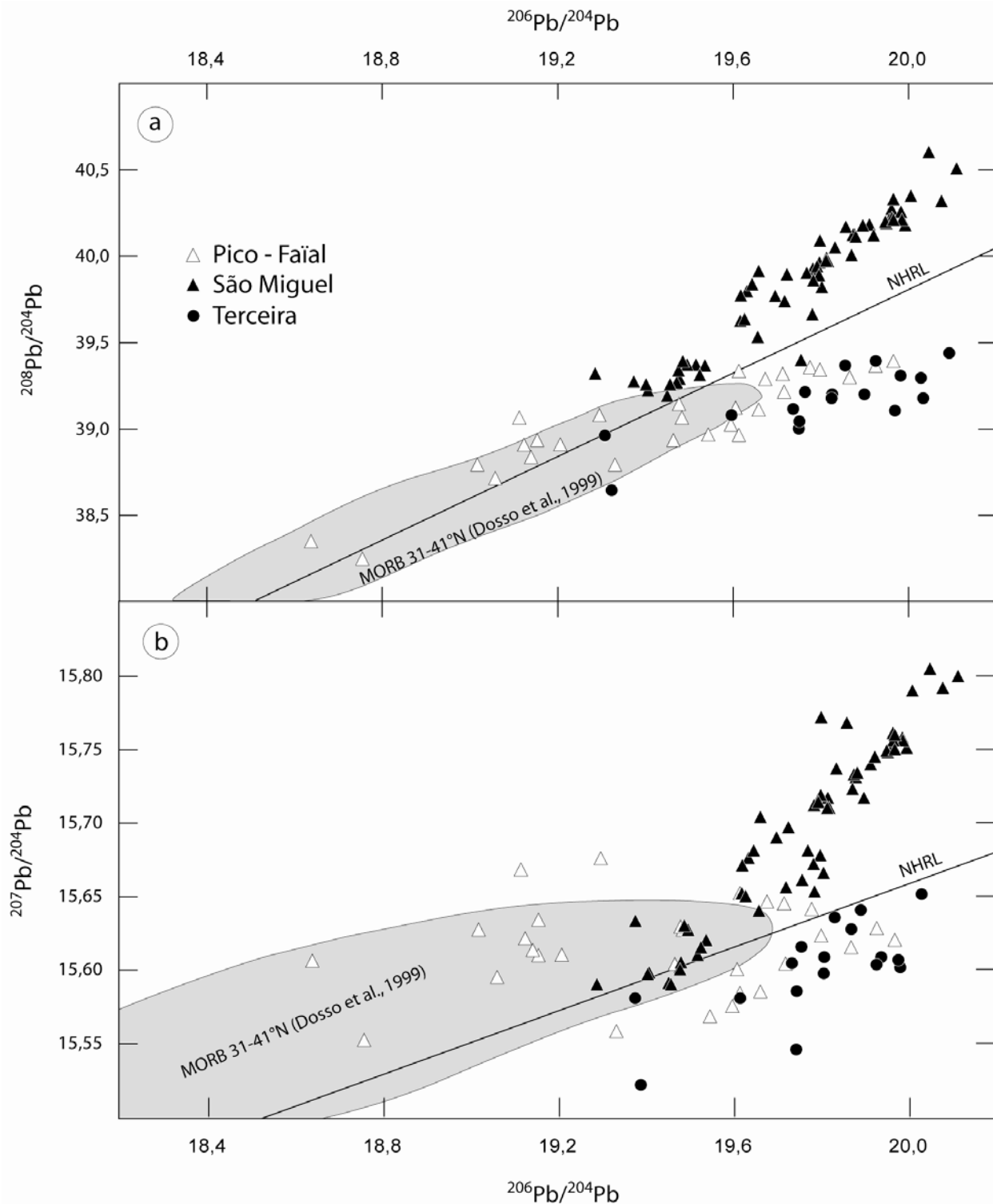


Figure III-3 : Diagrammes isotopiques  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (a) et  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (b) montrant les variations mesurées sur les basaltes de l'archipel des Açores. 3 groupes peuvent être identifiés : les basaltes de l'île de São Miguel (triangles noirs) ; l'île de Terceira (ronds noirs) ; et les îles de Pico et Faial (triangles blancs).



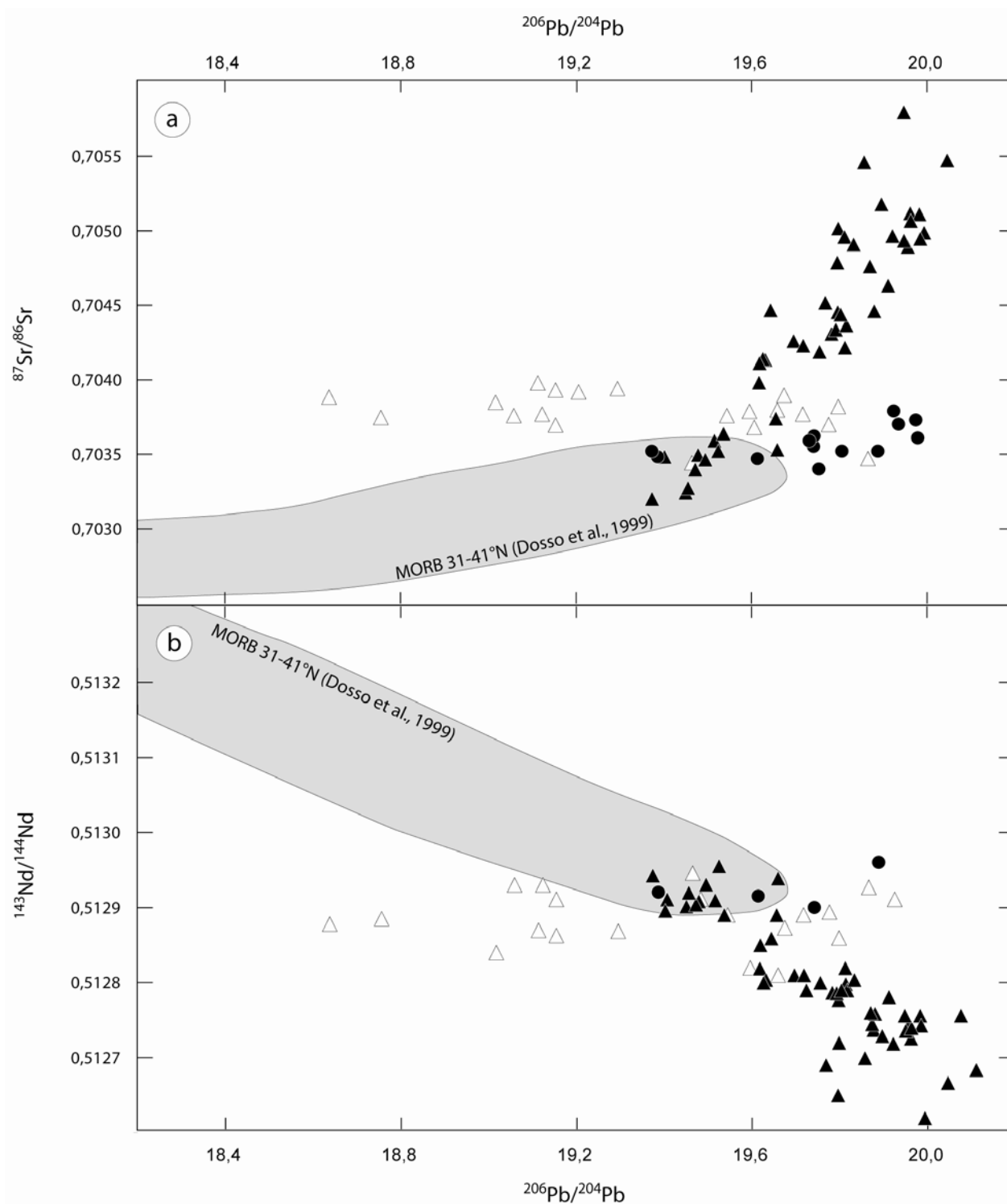


Figure III-4 : Diagrammes isotopiques  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (a) et  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (b) montrant les variations mesurées sur les basaltes de l'archipel des Açores. 3 groupes peuvent être identifiés : les basaltes de l'île de São Miguel (triangles noirs) ; l'île de Terceira (ronds noirs) ; et les îles de Pico et Faial (triangles blancs).

La distinction de ces trois groupes sur la base des isotopes radiogéniques se reflète également dans les rapports isotopiques de l'hélium (Moreira et al., 1999). En effet, les basaltes de Terceira et São Miguel montrent des signatures d'He contrastées, primitives (rapports  $^4\text{He}/^3\text{He}$  faibles) pour les laves de Terceira, radiogéniques (rapports  $^4\text{He}/^3\text{He}$  supérieurs aux MORB) pour les échantillons de São Miguel. Les basaltes de Faial et Pico quant à eux, possèdent des valeurs encadrant les MORB ( $^4\text{He}/^3\text{He} = 90000$ ), allant de faiblement primitives à significativement radiogéniques.

Les variations décrites ci-dessus peuvent être interprétées grâce à 4 pôles de mélanges issus de 5 composants différents : (i) un pôle enrichi spécifique à l'île de São Miguel, situé au-dessus de la NHRL pour lequel plusieurs origines ont été proposées (sédiments recyclés : Turner et al., 1997 ; lithosphère sous-continentale délaminiée dans le manteau supérieur : Widom et al., 1997; Moreira et al., 1999 ; recyclage de basaltes enrichis : Beier et al., 2007; Elliott et al., 2007) ; (ii) un pôle appauvri correspondant à la portion de Ride Médio-Atlantique locale ; (iii) un pôle de type HIMU représenté par l'échantillon le plus radiogénique en Pb de l'île de Terceira, ce pôle est toutefois issu d'un mélange entre croûte océanique recyclée et manteau inférieur afin de satisfaire des données issues des gaz rares (Moreira et al., 1999; Madureira et al., 2005) ; et enfin (iv) un pôle spécifique aux îles de Faial et Pico ayant une composition isotopique enrichie en Sr et Nd ainsi que des rapports isotopiques de Pb décalés à gauche de la NHRL dans le diagramme  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Le composant à l'origine de ces variations a été interprété comme de la lithosphère océanique archéenne métasomatisée et recyclée (Turner et al., 1997; Schaeffer et al., 2002). Alternativement, des compositions compatibles avec ce pôle ont été mesurées dans les tholeiites de la chaîne de montagne des Appalaches (Pegram, 1990) représentant la fusion d'une lithosphère sous-continentale métasomatisée par les fluides issus d'une ancienne subduction.

Deux questions principales découlent de l'identification des pôles de mélange nécessaire à expliquer la variabilité isotopique de l'archipel des Açores. En premier lieu, aucun consensus ne s'est encore dégagé quand au mécanisme de genèse du pôle enrichi de l'alignement de São Miguel ni quant à sa localisation en profondeur, dans le panache (sédiments recyclés ou recyclage de basaltes enrichis) ou dans le manteau supérieur (lithosphère sous-continentale délaminiée). Cette question a été adressée à de nombreuses reprises dans la littérature et nous intégrerons les résultats de ces études dans la discussion.

La question que j'aborderai dans ce chapitre est celle du lien entre les différents pôles de mélange observés pour les îles de Pico, Faial et Terceira. En effet, ces îles font partie du

même groupe géographique et la variabilité de la signature isotopique pourrait refléter, soit une hétérogénéité à faible échelle kilométrique du panache des Açores, soit la présence de plusieurs composants contaminants dans le manteau supérieur sous cette zone de l'Océan Atlantique Nord. Dans ce but, je vais m'appuyer sur l'étude de détail du volcanisme de l'île de São Jorge basée sur 22 basaltes mesurés pour les éléments majeurs et traces ainsi que pour les isotopes du Sr, Nd et Pb. Cette île a l'avantage de se situer entre les îles de Pico-Faial (situées au Sud de São Jorge) et celle de Terceira (située au Nord). Ensuite, après avoir discuté du mode d'acquisition de la signature isotopique à échelle locale, j'étendrai les résultats à tout l'archipel des Açores.

### III. RESULTATS

#### III.1. VARIATIONS DES ELEMENTS MAJEURS ET TRACES

Les échantillons de l'île de São Jorge analysés au cours de cette étude possèdent une teneur en oxyde de magnésium supérieure à 4%, pour des taux de silice compris entre 44 et 48%. Ils sont classés, pour la grande majorité, dans les basaltes sub-alkalins selon la norme CIPW calculée avec le programme *classvolc* de Pierre Boivin (LMV, Clermont-Ferrand), les 3 laves les plus différenciées se rangeant parmi les hawaïites et basanites. Un échantillon présente une perte au feu supérieure à 4% (SJ 05) et sera exclu de la discussion se rapportant sur sa composition en éléments majeurs et traces. Cependant, il sera conservé pour discuter les compositions isotopiques.

La figure III-5 présente les variations des éléments majeurs dans les laves de l'île de São Jorge en fonction du taux d'oxyde de magnésium (les valeurs sont reportées dans le tableau III-1). Les échantillons de la formation Topo (formation la plus ancienne) possèdent en moyenne des compositions plus primitives ( $\text{MgO} > 8\%$ ) que les laves issues des formations Rosais (intermédiaire) et Manadas (récente). Ces dernières s'étendent de compositions primitives ( $\text{MgO} \sim 11\%$ ) à des compositions légèrement différenciées. Cette différenciation magmatique se fait par fractionnement d'olivine mais aussi de clinopyroxène comme en atteste la chute progressive du calcium dans les laves moins magnésiennes (fig. III-5f). Ces minéraux sont les deux principales phases minérales présentes dans les échantillons. On remarque également une inversion de tendance dans le diagramme  $\text{TiO}_2$  vs.  $\text{MgO}$  (fig. III-5i) pour les échantillons contenant moins de 5% de  $\text{MgO}$ . Cette transition marque le début de l'effet de cristallisation de la titanomagnétite.

Chapitre III :  
Influence des IFP dans un contexte d'interaction avec une ride médio-océanique :  
Exemple de l'île de São Jorge, archipel des Açores

Tableau III-1 : Concentrations en éléments majeurs et traces ; rapports isotopiques de Sr, Nd et Pb des échantillons de l'île de São Jorge (archipel des Açores).

Echantillon	SJ 01	SJ 03	SJ 04	SJ 05	SJ 07	SJ 08	SJ 50	SJ 51	SJ 52	SJ 10	SJ 11	SJ 12	SJ 13	SJ 14	SJ 09	SJ 15	SJ 55	SJ 56	SJ 57	SJ 58	SJ 60
Formation	Topo	Topo	Topo	Topo	Topo	Topo	Topo	Topo	Topo	Rosais	Rosais	Rosais	Rosais	Rosais	Manadas	Manadas	Manadas	Manadas	Manadas	Manadas	Manadas
Latitude (°N)	38,54	38,54	38,57	38,57	38,57	38,56	38,57	38,57	38,57	38,72	38,72	38,68	38,68	38,68	38,63	38,68	38,68	38,69	38,67	38,67	38,71
Longitude (°E)	-27,78	-27,76	-27,80	-27,82	-27,82	-27,82	-27,86	-27,86	-27,82	-28,23	-28,24	-28,20	-28,20	-28,20	-27,98	-28,20	-28,05	-28,11	-28,12	-28,16	-28,17
SiO <sub>2</sub>	45,07	45,37	45,66	42,46	44,12	44,87	45,10	45,29	44,35	46,32	45,15	45,33	45,74	44,38	45,29	45,24	44,80	46,12	48,64	44,90	45,65
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,53	14,50	13,94	15,08	14,43	15,04	13,90	12,46	14,53	16,69	13,64	14,79	15,33	14,97	15,50	15,81	16,10	16,54	16,94	16,29	13,79
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,58	11,87	11,51	13,38	12,83	12,90	11,88	12,41	12,86	10,30	12,56	12,69	12,46	13,25	12,65	12,23	12,68	13,81	11,36	13,82	12,25
MnO	0,17	0,17	0,17	0,18	0,18	0,18	0,19	0,16	0,18	0,14	0,17	0,17	0,17	0,18	0,18	0,17	0,17	0,20	0,19	0,18	0,17
MgO	8,24	8,58	9,99	8,95	7,97	7,97	8,45	11,99	8,20	6,27	10,52	8,72	6,81	7,35	7,12	6,97	6,61	5,35	4,53	6,81	10,89
CaO	9,32	10,39	10,21	8,31	10,38	9,96	10,29	11,50	10,41	10,66	11,03	10,38	9,47	10,15	9,93	10,39	9,27	8,48	8,05	9,42	11,58
Na <sub>2</sub> O	2,23	3,18	2,91	2,10	2,98	2,96	3,06	2,19	3,21	2,94	2,76	2,81	3,67	3,19	3,10	3,42	3,58	3,87	4,56	3,59	2,53
K <sub>2</sub> O	1,16	1,03	1,00	0,57	1,04	0,90	1,23	0,46	1,08	1,07	0,84	0,85	1,22	1,07	0,91	0,87	1,24	1,46	1,83	1,23	0,80
TiO <sub>2</sub>	3,25	3,26	3,33	3,35	3,76	3,66	3,21	2,71	3,78	3,46	3,06	3,60	3,60	3,91	3,64	3,32	3,88	2,97	3,97	3,75	3,15
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,55	0,52	0,53	0,49	0,56	0,46	0,60	0,26	0,56	0,59	0,41	0,45	0,77	0,60	0,69	0,59	0,71	0,95	0,95	0,72	0,43
PF	2,23	-0,31	-0,02	4,48	0,25	-0,15	0,32	-0,53	-0,05	0,33	-0,59	-0,34	-0,65	-0,45	0,08	-0,30	-0,36	-0,44	-0,68	-0,82	-0,67
Total	99,31	98,56	99,23	99,34	98,97	98,75	98,61	98,90	99,10	98,76	99,55	98,93	98,58	98,60	99,09	98,70	98,57	100,22	99,33	100,10	100,55
Rb	21	22	22	9	20	16	26	8	21	17	17	17	26	21	15	16	26	31	40	23	16
Ba	329	270	282	272	270	239	313	134	267	278	235	228	315	301	302	234	329	370	416	301	205
Th	3,8	3	3,2	3,1	2,5	2,4	3,7	1,3	2,6	3,4	2,5	2,6	4,33	3,3	3,5	2,3	3,7	3,9	5,8	3,3	2,4
Nb	46	38	46	40	42	34	48	19	41	45	35	33	55	46	51	34	54	62	75	51	34
U	1,26	1,05	1,08	1,00	1,00	0,91	1,31	0,52	0,98	1,33	0,85	0,84	1,55	1,15	1,30	0,81	1,30	1,35	1,93	1,14	0,82
K	9617	8539	8281	4746	8613	7468	10215	3784	8962	8895	6995	7061	10099	8904	7510	7203	10298	12115	15144	10211	6622
La	8	30	33	34	30	26	36	15	29	33	27	26	43	35	40	25	39	46	55	36	25
Ce	80	65	69	59	65	56	75	33	65	73	59	57	93	75	8	57	84	98	116	79	56
Pb	2,24	2,13	1,93	1,64	1,95	1,52	3,54	0,99	1,90	1,72	1,48	1,33	2,25	1,82	1,80	1,55	2,03	2,14	2,95	1,95	1,22
Pr	9,7	8,3	8,7	8,9	8,4	7,5	9,3	4,6	8,5	9,3	7,4	7,4	11,7	9,5	10,6	7,4	10,7	12,5	14,3	10,2	7,3
Nd	40	36	36	39	36	33	38	21	36	39	31	32	49	40	45	32	45	52	59	44	31
Sr	507	587	567	464	657	737	601	418	661	639	598	474	749	715	667	570	769	834	824	786	560
Sm	8,2	8,1	7,7	8,8	8,3	7,6	8,2	5,4	8,4	8,5	6,9	7,2	10,5	8,7	9,5	7,4	9,5	10,9	11,7	9,4	7,0
Hf	6,08	5,49	5,73	6	5,82	4,97	5,87	3,62	5,94	6,55	4,58	5,09	7,07	5,49	7,14	4,85	6,84	7,34	8,38	6,10	5,11
Zr	260	231	240	255	262	210	262	141	260	293	195	209	324	232	317	210	305	357	413	279	225
Eu	2,63	2,63	2,50	2,89	2,83	2,53	2,53	1,91	2,75	2,84	2,26	2,35	3,33	2,82	3,13	2,52	3,10	3,46	3,59	3,08	2,28
Gd	7,36	7,50	7,01	8,38	8,05	7,20	7,20	5,59	7,90	7,64	6,40	6,68	9,15	7,84	8,66	7,03	8,49	9,55	10,10	8,39	6,45
Tb	1,04	1,10	1,01	1,26	1,15	1,04	1,05	0,84	1,15	1,08	0,93	0,96	1,28	1,10	1,23	1,01	1,22	1,32	1,40	1,18	0,94
Dy	5,57	5,92	5,50	6,80	6,31	5,83	5,72	4,73	6,41	5,97	5,03	5,45	6,80	5,94	6,69	5,63	6,57	7,04	7,40	6,28	4,96
Ho	0,99	1,08	0,98	1,21	1,14	1,04	1,04	0,86	1,12	1,05	0,91	0,96	1,21	1,08	1,18	1,00	1,16	1,23	1,31	1,10	0,90
Er	2,62	2,80	2,63	3,18	2,95	2,68	2,68	2,16	2,87	2,68	2,32	2,45	3,05	2,71	3,06	2,57	2,95	3,10	3,37	2,78	2,28
Y	28	29	27	35	33	28	27	24	31	29	26	25	33	28	33	27	32	37	39	32	26
Tm	0,36	0,38	0,34	0,43	0,39	0,35	0,35	0,29	0,38	0,37	0,31	0,33	0,42	0,35	0,40	0,34	0,39	0,42	0,46	0,37	0,31
Yb	2,28	2,37	2,15	2,63	2,41	2,18	2,30	1,77	2,44	2,31	1,92	2,08	2,57	2,20	2,52	2,19	2,47	2,62	2,90	2,36	1,90
Lu	0,33	0,35	0,33	0,40	0,35	0,32	0,35	0,26	0,36	0,34	0,28	0,31	0,38	0,33	0,38	0,32	0,36	0,39	0,43	0,34	0,28
Cu	44	37	45	34	40	34	44	46	46	31	54	45	28	30	28	28	33	22	19	23	24
Co	44	45	47	48	52	46	44	61	48	45	58	48	40	46	44	43	44	39	31	47	59
Ni	180	147	218	169	131	108	142	234	118	100	202	166	87	79	82	82	71	27	27	65	186
Cr	380	300	442	334	274	206	323	617	254	228	377	198	173	171	111	168	80	20	25	89	426
<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	0,703743	0,703733	0,703705	0,703715	0,703752	0,703765	0,703761	0,703742	0,703745	0,703426	0,703638	0,703562	0,703606	0,703632	0,703399	0,703421	0,703437	0,703412	0,703435	0,703438	0,703504
<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	0,512900	0,512963	0,512924	0,512983	0,512959	0,512976	0,512956	0,512980	0,512955	0,512923	0,512914	0,512927	0,512927	0,512924	0,512922	0,512940	0,512925	0,512924	0,512921	0,512921	0,512930
<sup>208</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	19,330	19,873	19,800	20,041	20,299	20,171	20,187	20,124	20,370	19,839	19,777	19,801	20,134	20,192	19,891	20,170	19,999	19,862	19,958	19,976	19,859
<sup>207</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	15,629	15,639	15,626	15,631	15,667	15,657	15,641	15,641	15,667	15,626	15,645	15,625	15,638	15,657	15,627	15,648	15,641	15,635	15,641	15,641	15,628
<sup>206</sup> Pb/ <sup>204</sup> Pb	39,054	39,108	39,197	39,131	39,429	39,346	39,387	39,198	39,468	39,317	39,280	39,277	39,481	39,509	39,341	39,386	39,452	39,343	39,416	39,431	39,301

Les rapports isotopiques de Sr correspondent aux valeurs après lessivage des poudres.

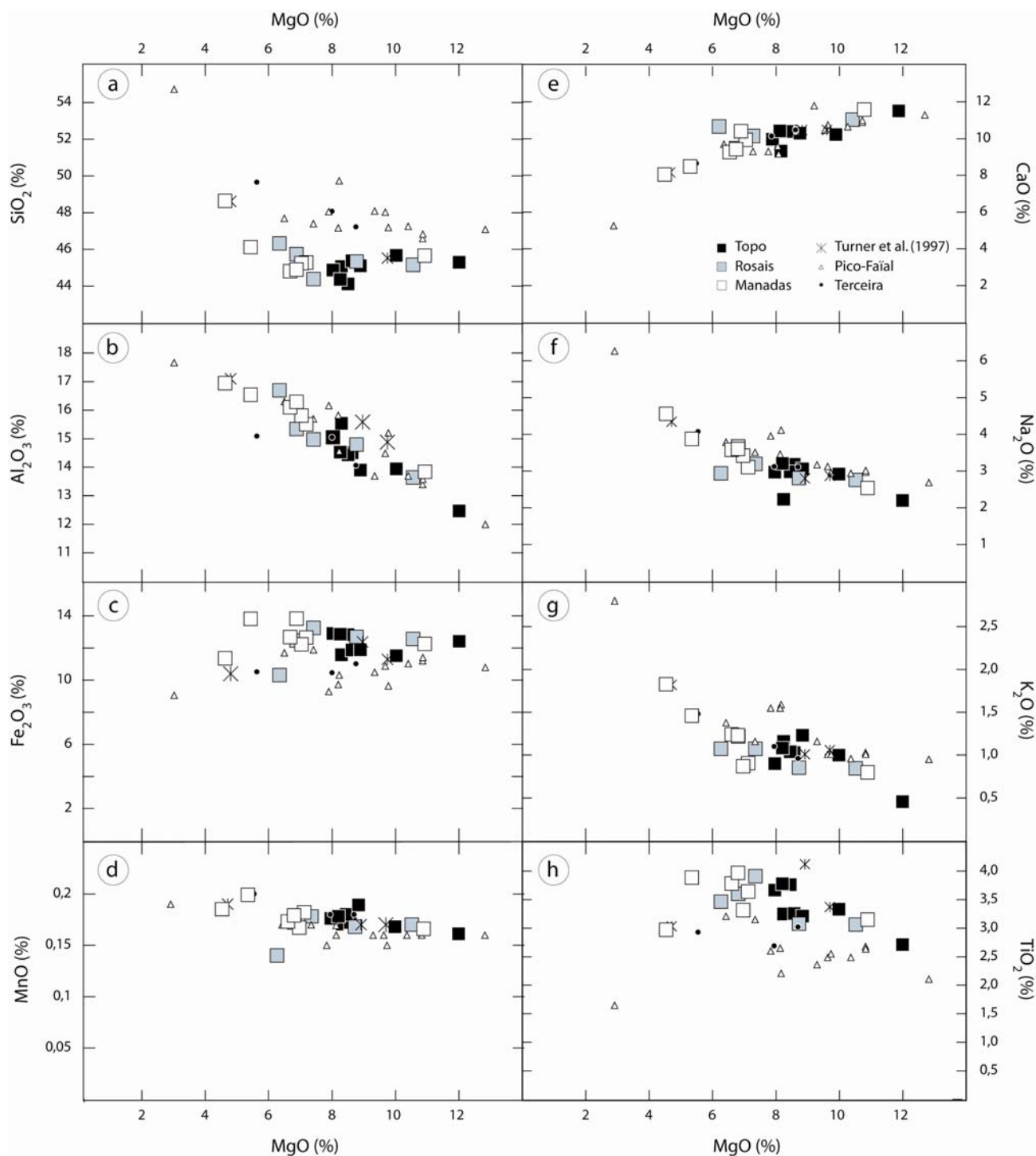


Figure III-5 : Variations des éléments majeurs en fonction du taux de magnésium des échantillons de l'île de São Jorge. Les échantillons de la formation Topo (ancienne) sont systématiquement plus primitifs que les échantillons des formations Rosais et Manadas (intermédiaire et jeune). De plus, un décalage entre les proportions de  $\text{SiO}_2$  (a),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (c),  $\text{Na}_2\text{O}$  (f) et  $\text{TiO}_2$  (h) observées à un même taux de magnésium entre les îles de Terceira, Pico et Faial d'une part, et l'île de São Jorge d'autre part. Cette différence peut-être due à une profondeur de fusion plus importante, ou alors à une hétérogénéité de la source en éléments majeurs.

La comparaison des compositions en éléments majeurs à l'échelle de l'archipel (à l'exception de l'île de São Miguel) montre que les laves de São Jorge sont décalées vers des teneurs en silice plus faibles pour une concentration en oxyde de magnésium identique (correspondant à un même degré de différenciation). Un décalage vers des valeurs plus basses existe aussi pour le sodium (quoique moins important), alors que le fer total et le titane sont décalés vers des valeurs plus élevées. L'hypothèse d'un décalage dû à un biais analytique lors de cette étude peut être rejetée en raison de l'accord avec les compositions mesurées pour les 3 échantillons de Turner et al. (1997).

Le décalage du taux de fer des laves des îles de Terceira, Pico et Faial avait déjà été observé par Turner et al. (1997) et interprété comme la présence d'un composant possédant un taux de fer faible au sein du panache des Açores. Toutefois, le décalage reposait sur une comparaison avec les basaltes islandais et aucune variation à l'échelle de l'archipel n'avait été mise en évidence.

Les spectres d'éléments traces normalisés au manteau primitif (Hofmann, 1988) des laves de São Jorge montrent des formes comparables, mais avec une variabilité importante en terme d'enrichissement, notamment au niveau des éléments les plus incompatibles (situés à gauche de l'ordre d'incompatibilité ; voir Hofmann, 1988) qui est en accord avec un processus de cristallisation fractionnée (fig. III-6a). La comparaison de la moyenne des spectres (fig. III-6b) de chaque formation montre un enrichissement progressif en élément incompatible avec le temps. En effet, la formation Manadas possède le spectre moyen avec les valeurs les plus élevées, tandis que la formation Topo montre les valeurs les plus basses. Ces variations sont cohérentes avec un effet de plus en plus important de la cristallisation d'olivine et de clinopyroxène dans le temps.

Ces spectres possèdent les anomalies classiques des OIB (négatives en Pb et K, positives en Y et Nb), et ils semblent avoir une affinité plus proche pour le spectre moyen des basaltes de Mangaia (Woodhead, 1996) représentant le pôle HIMU (fig. III-6c). Toutefois, la variabilité des laves de São Jorge empêche une conclusion définitive à ce sujet car ils recouvrent aussi les spectres des pôles EM1 et EM2, représentés respectivement par les échantillons des îles de Tristan da Cunha (Gibson et al., 2005) et de l'île de Malumalu au sein de l'archipel des Samoa (Workman et al., 2004).



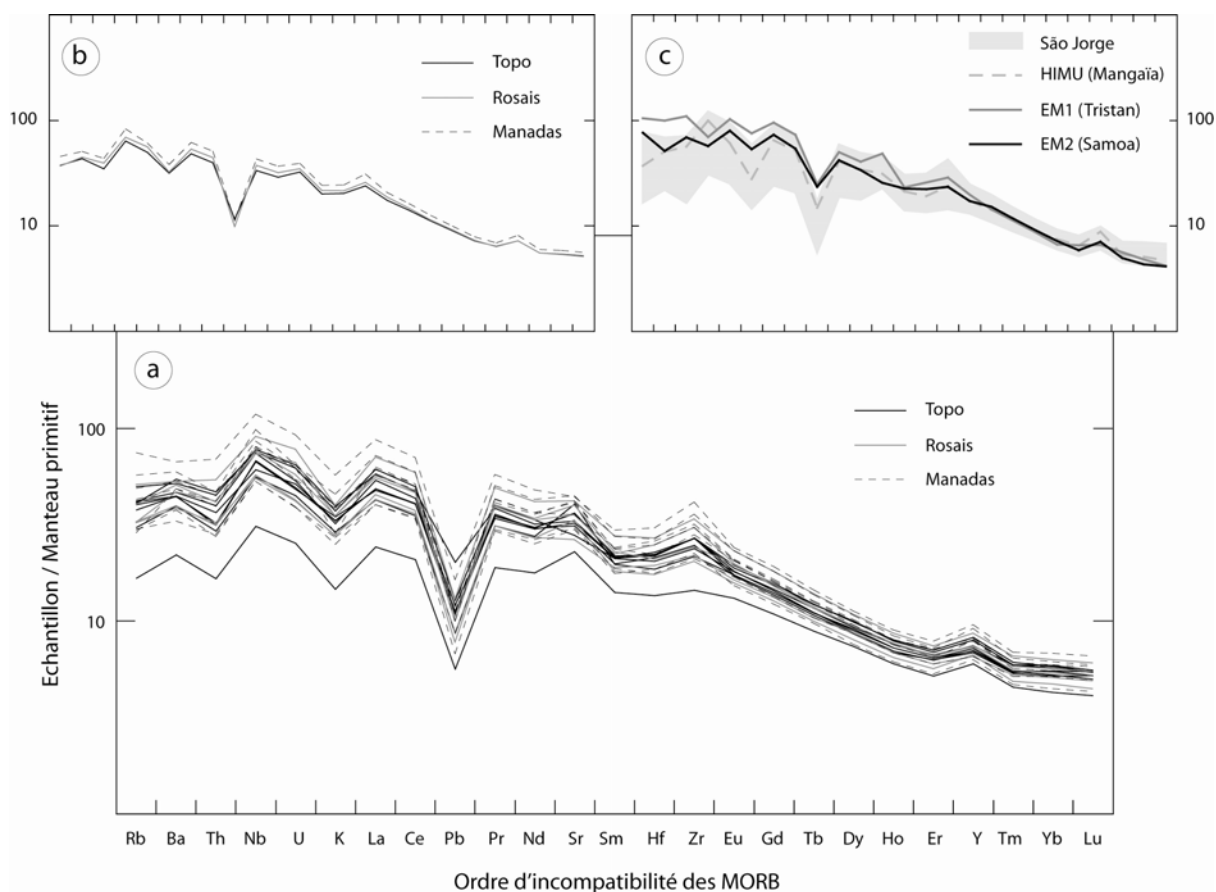


Figure III-6 : Spectres d'éléments traces des basaltes de l'île de São Jorge (a). Les spectres montrent tous des formes semblables à des taux d'enrichissement variables. Les spectres moyens (b) de chaque formation sont eux aussi de formes semblables, le plus enrichi étant celui de la formation Manadas (jeune) alors que le plus appauvri est le spectre de la formation Topo (ancienne). La comparaison avec des spectres classiques de pôles extrêmes mantelliques (c) montrent une affinité plus prononcée avec la moyenne des basaltes de l'île de Mangaia (Australes-Cook, HIMU) qu'avec les spectres moyens des basaltes des îles de Tristan (EM1) ou Malumalu (Samoa, EM2). Cependant, la gamme de variation observée dans les basaltes de São Jorge empêche une conclusion définitive à ce sujet.

Les variations des éléments en traces en fonction du taux de magnésium sont reportées sur la figure III-7. Chacun des diagrammes élément trace vs. MgO (fig. III-7a à III-7d) présente une anticorrélation reflétant l'incompatibilité des éléments traces représentés vis-à-vis du processus de cristallisation fractionnée. La pente de chaque anticorrélation est fonction du coefficient de partage de l'élément porté en abscisse, d'autant plus faible que celui-ci est grand. Dans ces diagrammes, les laves de São Jorge et les basaltes des autres îles des Açores (à l'exception de São Miguel qui n'est pas représentée) se positionnent toujours sur le même alignement, montrant que le contrôle de la variabilité des éléments traces se fait par un processus commun de différenciation magmatique à l'échelle de l'archipel.

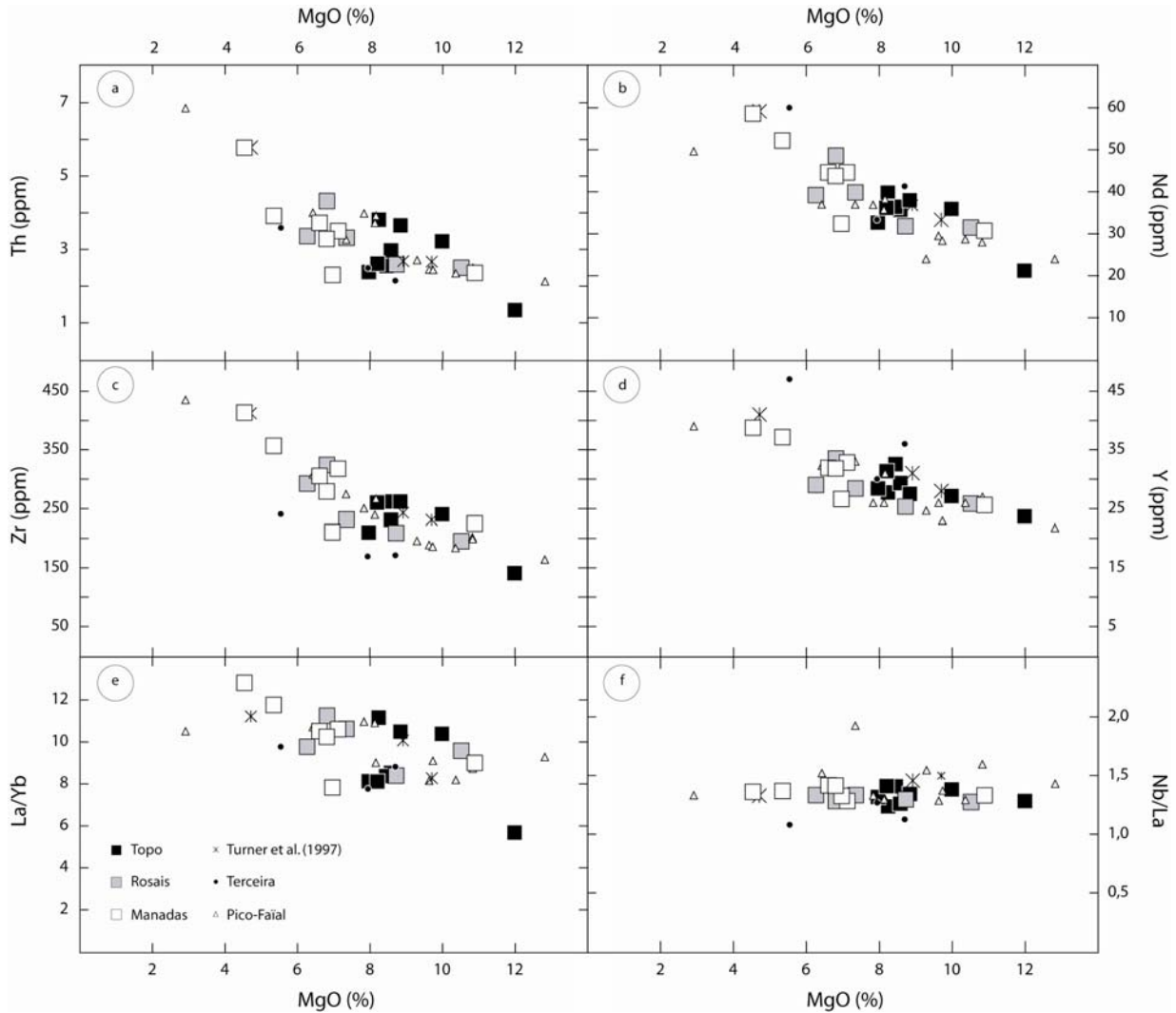


Figure III-7 : Variations de la concentration et des rapports de certains éléments en traces en fonction du taux de Magnésium dans les basaltes de l'île de São Jorge (Symboles identiques à la figure III-5). Les basaltes de la formation Topo sont en moyenne moins enrichis en éléments incompatibles que les formations plus récentes. Cet enrichissement augmente avec l'incompatibilité des éléments. Les rapports de concentrations entre éléments très incompatibles et modérément incompatibles sont fractionnés par la cristallisation du clinopyroxène (e). En revanche, les rapports d'éléments très incompatibles, non fractionnés, ne montrent aucunes variations (f).

En regardant les rapports d'éléments traces (fig. III-7e et f), on peut noter que les rapports d'éléments très incompatibles sur des éléments modérément incompatibles augmentent vers les compositions les moins magnésiennes (La/Yb, fig. III-7e). Les variations de ces rapports sont généralement interprétées comme des indicateurs de fusion partielle en présence de grenat résiduel dans lequel l'Yb est très compatible. Toutefois, l'interprétation des éléments majeurs en termes de cristallisation fractionnée et le comportement incompatible de l'Yb au cours de cette dernière démontrent que les variations observées ne sont pas liées au



fractionnement de grenat. De telles évolutions sont plus vraisemblablement dues à la cristallisation du clinopyroxène.

Les rapports d'éléments en traces très incompatibles sont, du fait de leur coefficient de répartition global solide/liquide très proches, considérés comme des analogues des rapports isotopiques. Les figures III-7f montrent que le rapport Nb/La reste constant au cours de la cristallisation fractionnée.

### **III.2. VARIATIONS DES ISOTOPES DU SR, ND ET Pb**

Les rapports isotopiques de Pb (fig. III-8) montrent de grandes variations, notamment dans le diagramme  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (fig. III-8a). Les laves de l'île de São Jorge se positionnent sur l'alignement de Terceira et l'étendent à des valeurs du  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  atteignant 20,370 (contre 20,027 précédemment).

A l'échelle de l'île, on note le décalage des échantillons issus des formations Rosais et Manadas à un rapport  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  plus élevé (pour un  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  donné) par rapport aux échantillons issus de la formation Topo. De fait, les formations intermédiaire et jeune nécessitent un pôle moins radiogénique en Pb différent de celui de la formation ancienne dans ce diagramme.

En s'intéressant aux variations du rapport  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (fig. III-8b), on observe que les laves de São Jorge se localisent toujours entre un pôle radiogénique et les MORB locaux. Toutefois ils apparaissent légèrement décalés vers des  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  plus élevés que les laves de Terceira. Il est à noter que les données de Terceira sont en majorité des échantillons issus de Dupré et al. (1982), et possèdent des barres d'erreur conséquentes. Deux échantillons de São Jorge (SJ 01 et SJ 11) semblent s'écarter de cette tendance générale vers des valeurs correspondant aux échantillons de Faial et Pico (même rapport  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  pour un rapport  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  plus faible). De plus un échantillon de Turner et al. (1997) possède un rapport  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  anormalement bas et pointe en dehors du champ défini par les échantillons mesurés dans cette étude.

A l'échelle de l'île on peut voir que la distinction entre les 3 formations s'annule, les échantillons étant confondus sur une seule droite. Ceci indique que la différence entre les deux pôles de mélange spécifique à chaque alignement de São Jorge n'est pas issue d'un fractionnement U/Th ancien. Un tel fractionnement aurait induit une différence sur le rapport  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  pour un même rapport  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  en raison d'un rapport  $^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  plus élevé, ce qui n'est pas observé.

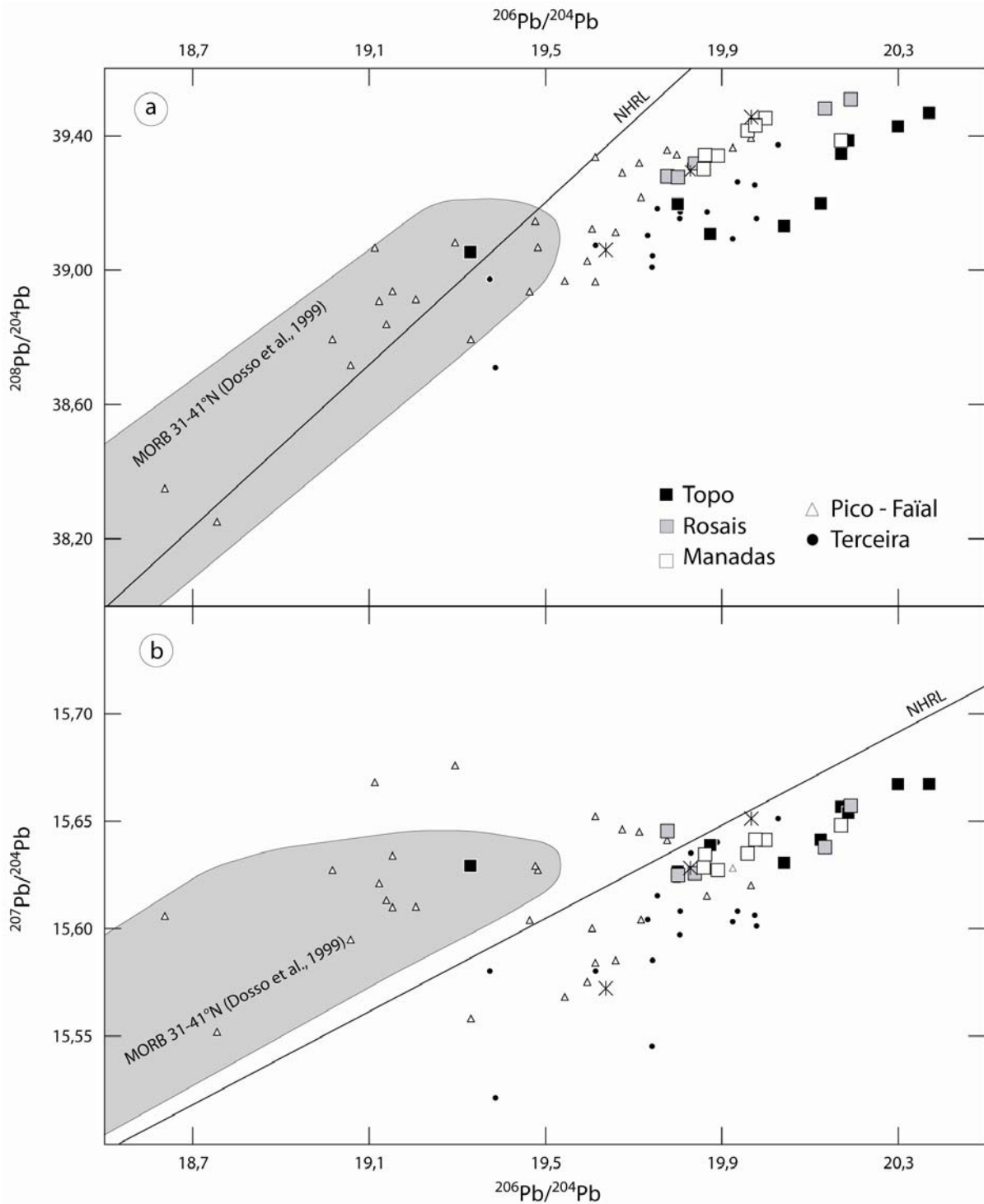


Figure III-8 : Diagrammes isotopiques  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (a) et  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (b) montrant les variations mesurées sur les échantillons de l'île de São Jorge. Les formations Topo d'une part, et Rosais et Manadas d'autre part, sont décalées au niveau du rapport  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  pour un même rapport  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Cette distinction s'annule au niveau du rapport  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Cependant, 2 échantillons apparaissent dans le champ des îles Pico et Faial pour ce rapport isotopique. A l'échelle de l'archipel, les variations mesurées sur l'île de São Jorge sont cohérentes avec les variations mesurées sur l'île de Terceira, étendant même ce champ à des valeurs plus radiogéniques des rapports isotopiques de Pb.

La figure III-9 montre les variations combinées des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  en fonction du rapport  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (fig. III-9a et b). Dans ces diagrammes, les laves de São Jorge se situent au sommet du triangle formé par les échantillons de Faïal, Pico et Terceira, aux valeurs les plus radiogéniques en Pb.

A l'échelle de l'île, on retrouve dans ces deux figures la dichotomie de la signature entre les formations intermédiaire et jeune d'un côté (rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  faibles), et la formation ancienne de l'autre (rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  forts). Les échantillons de la formation Topo (à l'exception de l'échantillon SJ01, échantillon le moins radiogénique pour le rapport  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , qui a été identifié comme relevant d'un autre mélange) forment un alignement horizontal ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) ne se dirigeant pas, à première vue, vers les MORB locaux. Toutefois, l'identification des pôles de mélange a été faite dans l'espace Pb-Pb, où les mélanges sont linéaires, ce qui n'est pas le cas dans ce diagramme isotopique Sr-Pb où les mélanges sont des hyperboles. Il en résulte donc que l'hyperbole du mélange échantillonné par les laves de la formation Topo doit être fortement courbée.

Une conclusion similaire peut-être faite dans le diagramme  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (fig. III-9b), cependant l'hyperbole de mélange semble moins courbée. Deux échantillons de cette formation (SJ 01 et SJ 04) sont fortement décalés vers des valeurs moins radiogéniques du rapport  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  dans la figure III-9b et pointent en direction du champ des laves de Pico et Faïal.

En s'intéressant de plus près aux échantillons des formations Rosais et Manadas, on remarque qu'ils ne sont plus alignés dans le diagramme impliquant les isotopes du Sr et du Pb (fig. III-9a), en revanche l'alignement est conservé dans la systématique Pb-Nd. Cette absence de corrélation au sein des échantillons de ces deux formations peut indiquer soit l'existence d'un nouveau pôle à rapport  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  identique, mais à rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  plus radiogénique que le pôle spécifique aux formations Rosais et Mandas, soit une variation importante des rapports de concentrations Sr/Pb et Sr/Nd pour ce pôle avec le temps, provoquant une forte variation de la courbure des hyperboles de mélange.

Deux échantillons de Turner et al. (1997) se positionnent à un  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  plus bas que les autres basaltes de l'île, et pointent dans le champ de l'île de São Miguel. L'addition de ce biais à celui constaté sur un échantillon pour le rapport  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  rend problématique l'utilisation des données de cette étude et j'écarterai ces échantillons dans la suite du chapitre.

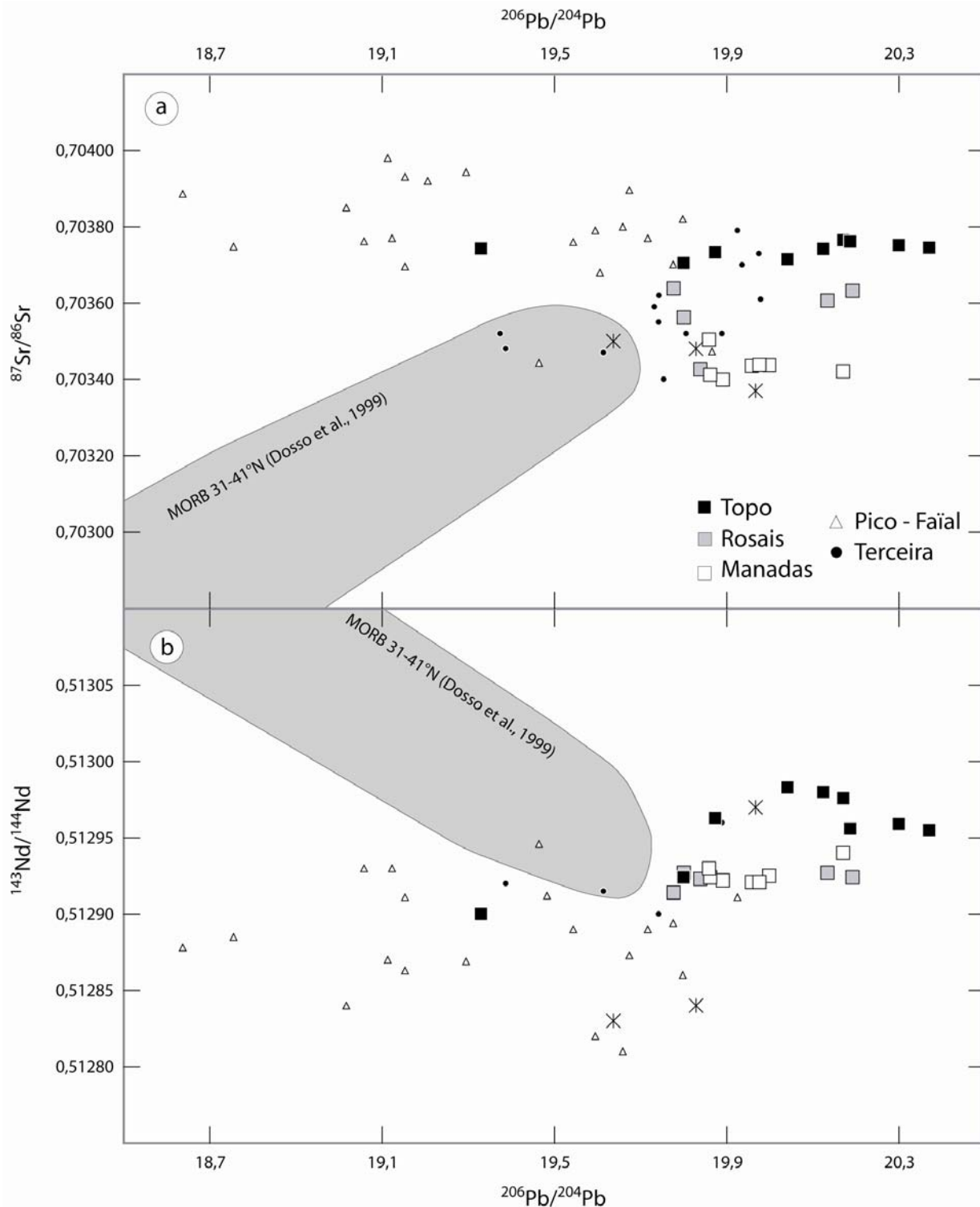


Figure III-9 : Diagrammes isotopiques  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (a) et  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (b) montrant les variations mesurées sur les échantillons de l'île de São Jorge. Les échantillons de la formation Topo montrent un rapport isotopique de Sr constant et élevé par rapport aux formations Rosais et Manadas marqués par des valeurs plus faibles et variables de ce rapport. Au niveau du rapport isotopique de Nd, la même distinction peut être faite, à l'exception de deux échantillons de la formation Topo, qui apparaissent dans le champ des îles de Pico et Faial.

Les rapports isotopiques de Sr et de Nd des laves de l'île de São Jorge montrent des gammes de variations modérées comprises allant de 0,703399 à 0,703765 et de 0,512900 à 0,512983 respectivement. Dans le diagramme  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  (fig. III-10) les échantillons de la formation Topo possèdent des rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  élevés et constants ( $\sim 0,70375$  et  $\sim 0,51296$ ). Seuls 2 échantillons de la formation Topo possèdent des rapports isotopiques de Nd significativement plus faibles que le reste des laves de cette formation pour un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  proche, apparaissant ainsi décalés vers le champ des basaltes de Pico et Faial.

De leur côté, les laves des formations Rosais et Manadas possèdent un rapport isotopique de Sr variable partant de valeurs égales à celle de la formation Topo, pour des rapports isotopiques de Nd constants et faibles ( $\sim 0,512925$ ).

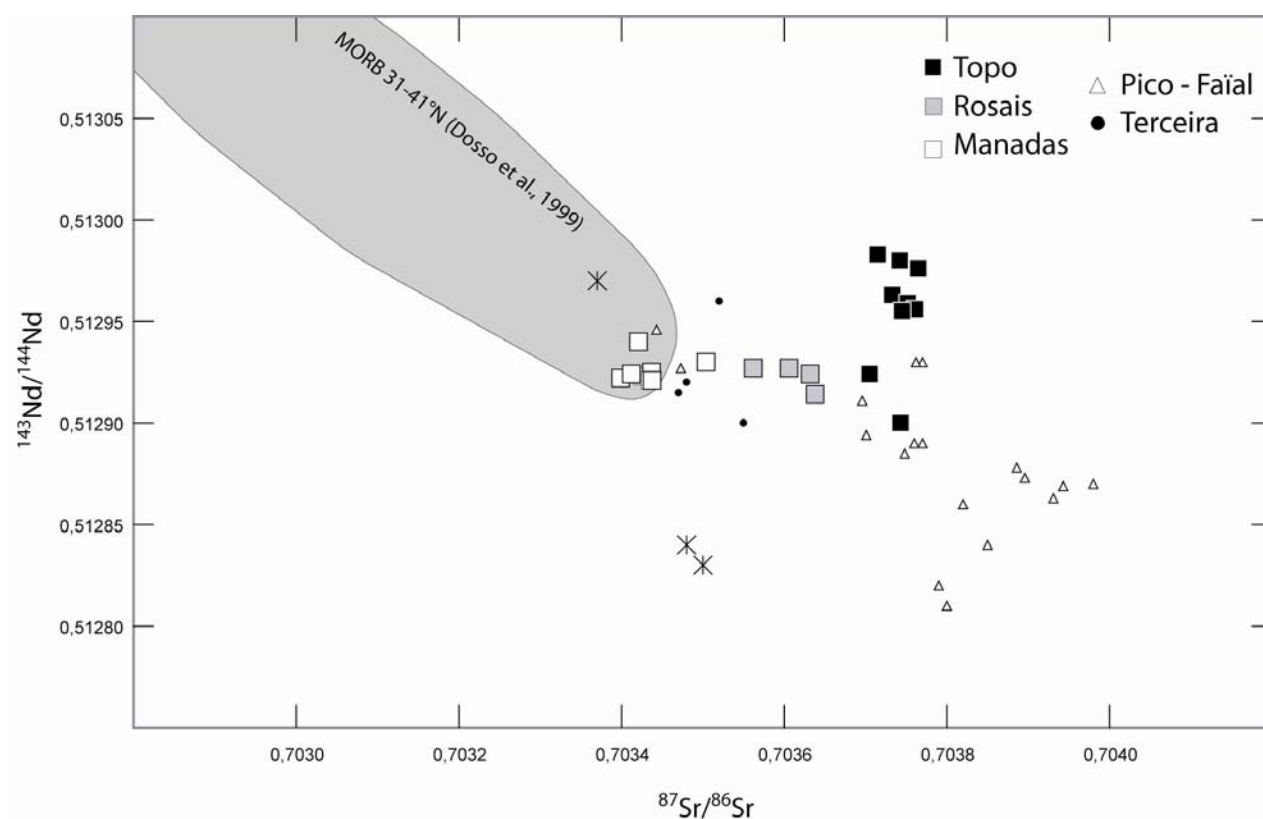


Figure III-10 : Diagrammes isotopiques  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  montrant les variations mesurées sur les échantillons de l'île de São Jorge. Les échantillons de la formation Topo possèdent des rapports isotopiques de Sr et Nd constants à l'exception de deux échantillons décalés à des rapports  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  moins radiogéniques et pointant dans le champ des îles de Pico et Faial. Les laves des formations Rosais et Manadas, elles, possèdent un rapport de Nd constant et plus faible que les échantillons de la formation Topo, pour un rapport isotopique de Sr variable.

Concernant l'alignement des échantillons récoltés dans les formations Manadas (récente) et Rosais (intermédiaire), on remarque que les échantillons récents ont un rapport isotopique de Sr en moyenne plus faible que ceux de la formation intermédiaire, indiquant une diminution de ce dernier au cours du temps. Cependant l'alignement des laves de ces formations ne pointe pas directement vers le pôle identifié par les isotopes du Pb. Cette observation est semblable à celle faite dans le diagramme impliquant les isotopes du Sr et du Pb (fig. III-9a).

## IV. DISCUSSION

### IV.1. IDENTIFICATION DES POLES DE MELANGE

Les compositions en éléments majeurs et traces ainsi que les rapports isotopiques des échantillons de l'île de São Jorge ont montré l'implication, en fonction du temps, de plusieurs composants. Le diagramme qui explicite le mieux ce fait est le diagramme  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , en raison de la linéarité des mélanges.

Tout d'abord les laves des formations Rosais et Manadas (intermédiaire et récente), forment un alignement compris entre le pôle [1] et un pôle spécifique, possédant une composition isotopique de Pb proche de la NHRL et des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  appauvris (pôle [2] dans la figure III-11). Ce pôle possède des rapports isotopiques de Pb trop radiogéniques par rapport aux MORB locaux, indiquant que cet alignement n'est pas directement lié à l'interaction avec le manteau supérieur environnant. En revanche, un MORB échantillonné sur la ride Médio-Atlantique à 42°N (Ito et al., 1987) possède une composition adéquate pour ce pôle [2]. Ce MORB particulier reflète l'interaction entre la ride Médio-Atlantique et le panache des Açores (E-MORB) et, peut donc représenter une composition attendue pour le plancher océanique sous l'île de São Jorge.

D'autre part les laves de la formation Topo (ancienne) définissent l'extrême radiogénique en Pb ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 20,370$ ), indiquant la présence d'un pôle de type HIMU (pôle [1] dans la figure III-11). Ces laves s'étendent vers des valeurs moins radiogéniques en Pb, localisées au voisinage de la NHRL, dans le champ des MORB locaux (31-41°N ; Dosso et al., 1999, pôle [3] dans la figure III-11).

Enfin, un 4<sup>e</sup> pôle de mélange est nécessaire pour expliquer le décalage de trois échantillons vers le champ des laves de Pico et Faial. Le composant responsable de ce décalage est donc identique à celui qui est à l'origine des variations mesurées sur ces îles

(pôle [4]). Cependant, son influence étant restreinte à quelques échantillons, on peut supposer que son volume est faible sous l'île de São Jorge.

Dans cette discussion, je commencerai par expliquer la signature des basaltes de l'île de São Jorge et les relations observées entre temps, pôles de mélange et différenciation magmatique. Je porterai un regard particulier sur la localisation en profondeur des composants à l'origine de la variabilité isotopique. Ensuite, j'étendrai les conclusions obtenues sur l'île de São Jorge aux autres îles de l'archipel des Açores.

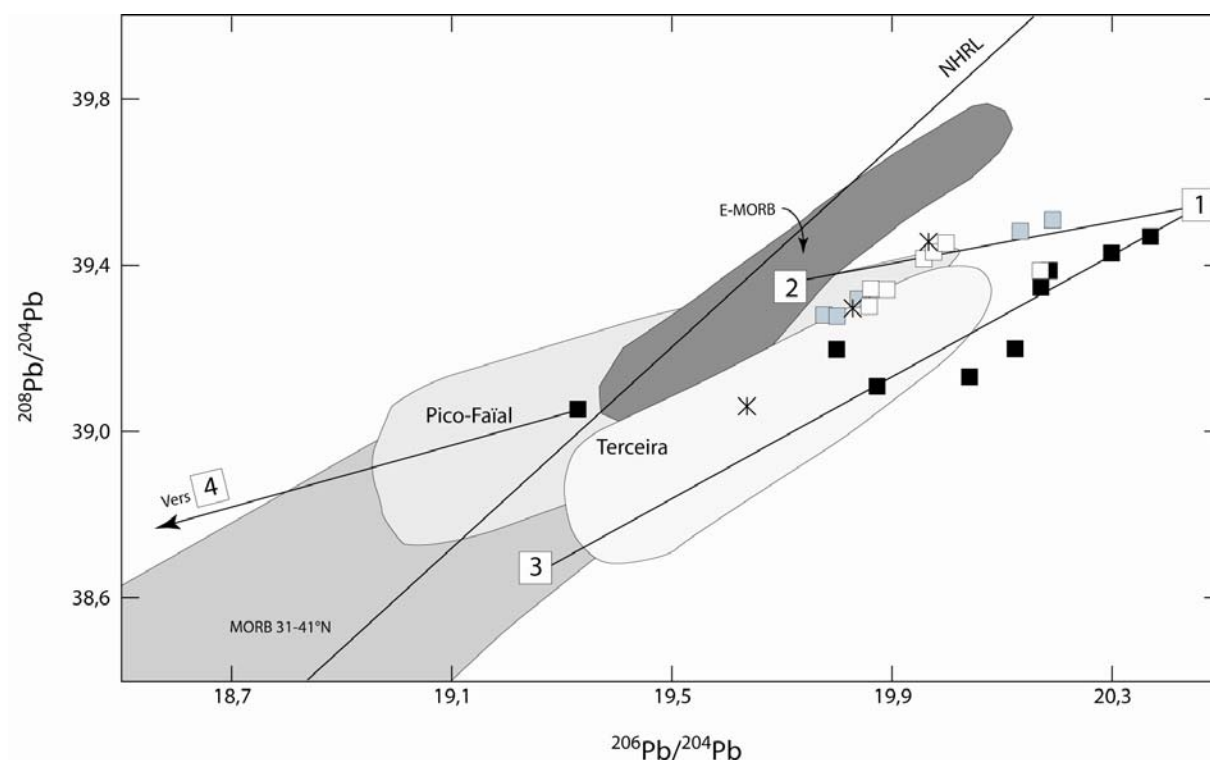


Figure III-11 : Représentation schématique des pôles de mélange nécessaire pour expliquer les variations isotopiques de l'île de São Jorge, dans le diagramme  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Les MORB échantillonnés entre 31 et 41°N sont issus de Dosso et al. (1999) et le champ E-MORB contient des échantillons de Schilling et al. (1994) et Ito et al. (1987)

#### **IV.2. L'ÉVOLUTION TEMPORELLE DES SOURCES DU MAGMATISME DE SÃO JORGE**

L'histoire volcanique de l'île de São Jorge est marquée par un changement progressif des caractéristiques géochimiques des laves. En effet, les formations les plus récentes sont en moyenne plus différenciées que la formation la plus ancienne de l'île. Les compositions isotopiques de ces formations plus récentes montrent aussi l'échantillonnage d'un



composant différent ayant la composition d'un MORB enrichi par l'interaction avec le panache des Açores.

La figure III-12 représente l'évolution combinée du rapport isotopique de Sr et du taux de magnésium des laves de São Jorge. On peut observer une diminution progressive de la concentration du magnésium avec la baisse du rapport isotopique de Sr. De plus, cette variation combinée d'un traceur de source et d'un marqueur de différenciation suit une évolution temporelle. En effet, les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  les plus élevés sont restreints aux laves les plus anciennes et primitives, tandis que les laves jeunes et différenciées possèdent les rapports isotopiques de Sr les plus faibles. Cette évolution temporelle ne peut être due à un effet de décroissance in situ étant donné l'âge jeune de la formation Topo (~550 000 ans ; Feraud et al., 1980) et le rapport Rb/Sr peu élevé de l'échantillon le plus radiogénique ( $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0,064$ ). Elle est donc la conséquence du mélange avec un composant moins radiogénique en Sr au cours de la différenciation.

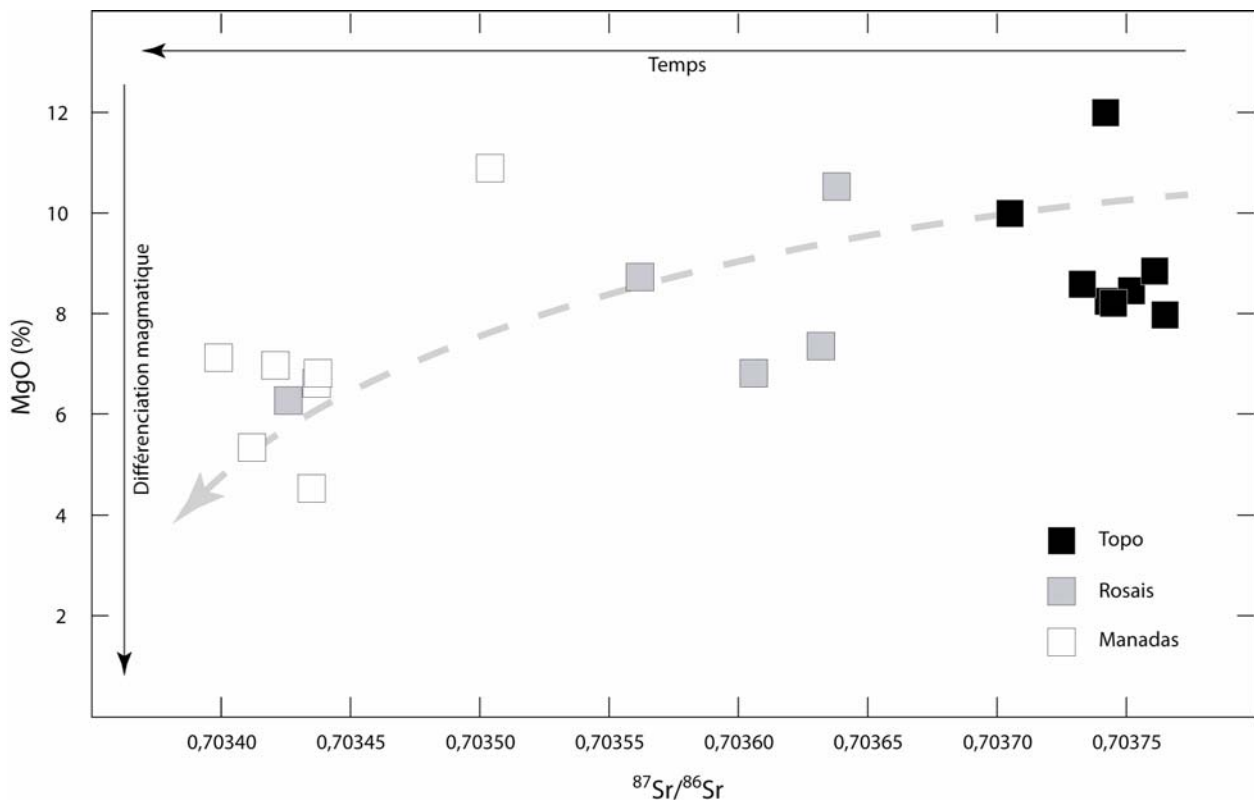


Figure III-12 : Evolution combinée du rapport isotopique de Sr et du taux de magnésium dans les laves de l'île de São Jorge. On note la décroissance progressive du rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  avec le taux de magnésium. Une telle relation indique que le processus de mélange à l'origine de la variation du rapport isotopique est synchrone du processus de différenciation menant à la chute du taux de magnésium. De plus cette relation suit une logique temporelle, les échantillons les plus vieux (formation Topo) étant les plus primitifs, tandis que les plus évolués sont échantillonnés dans la formation la plus jeune (Manadas).



En plus d'être moins radiogéniques en Sr, les échantillons les plus récents de l'île de São Jorge sont décalés, pour un  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  donné, vers un  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  plus élevé. Il est possible de quantifier ce décalage en calculant la plus courte distance (dénommée  $\Delta_{\text{SJ}}$ ) entre chaque échantillon et la droite de régression passant par les laves de la formation Topo dans le diagramme  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (fig. III-13). En conséquence, le paramètre  $\Delta_{\text{SJ}}$  prend des valeurs de plus en plus hautes pour les échantillons se situant à gauche de cette droite. Il est à noter que cette droite de régression exclue toutefois les échantillons SJ 01 et SJ 04 qui, en raison de leurs positionnements décalés vers le champ des laves de Pico et Faial, ne représentent pas uniquement le mélange binaire observé sur les échantillons de la formation Topo.

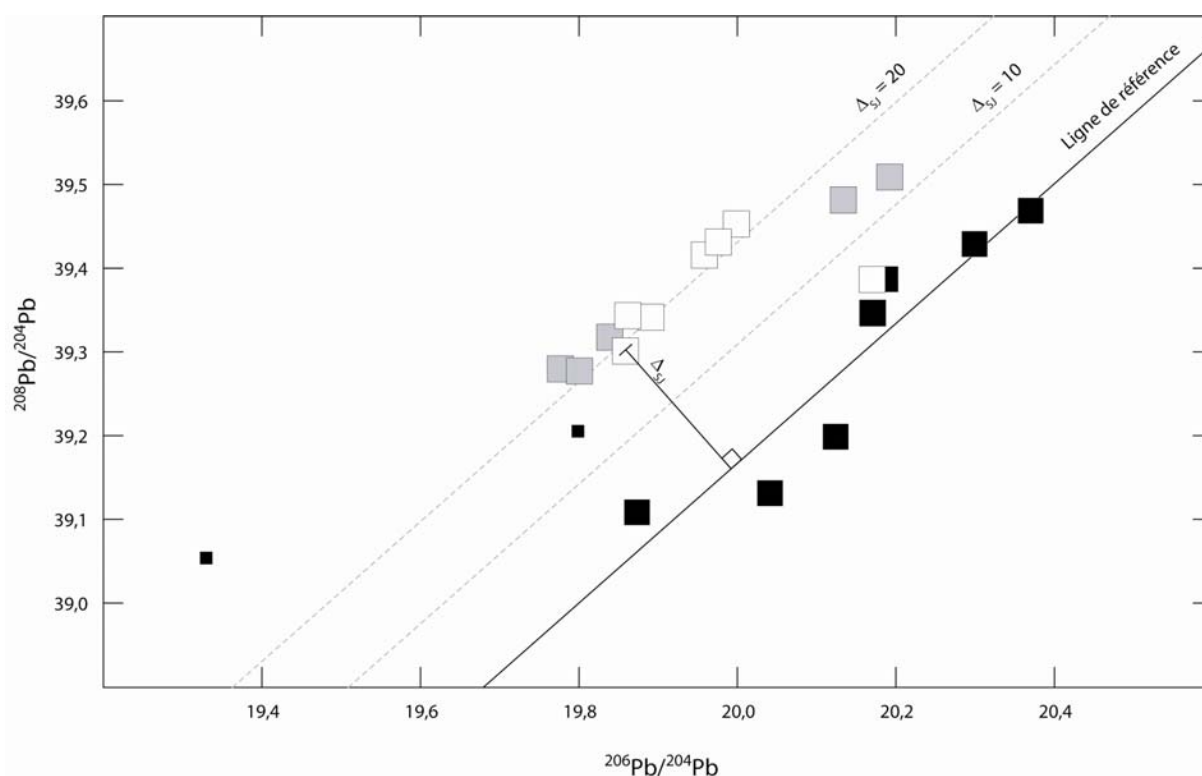


Figure III-13 : Illustration du calcul du paramètre  $\Delta_{\text{SJ}}$ , caractérisant la différence de compositions isotopiques entre les formations géologiques de l'île de São Jorge. Ce paramètre représente la distance la plus courte entre un échantillon et une ligne de référence. Cette ligne de référence est basée sur les échantillons de la formation Topo qui ont été montré comme représentant un mélange à deux pôles. Les deux échantillons SJ 01 et SJ 04, représentatifs d'un autre mélange, ne sont pas inclus dans ce calcul.

Les échantillons de la formation Topo sont répartis de manière centrée sur la valeur nulle du  $\Delta_{SJ}$  alors que les échantillons des formations plus récentes se localisent à droite du diagramme (fig. III-14). Plus intéressant est le fait que dans chaque diagramme, les marqueurs de différenciations covarient avec l'écart à la ligne de référence de Topo. En effet, les échantillons montrant des valeurs positives de ce paramètre montrent également un appauvrissement en  $Na_2O$  (fig. III-14a), en éléments les plus incompatibles (Nb : fig. III-13b) et des rapports d'éléments très incompatibles sur éléments modérément incompatibles (La/Yb, fig. III-14c). De plus, les variations mesurées dans les 3 formations forment un seul alignement dans ces diagrammes, indiquant que la variabilité isotopique et chimique des échantillons de l'île de São Jorge résulte d'un seul processus d'assimilation progressive dans le temps d'un composant isotopiquement appauvri (croûte océanique). Ce processus est de plus synchrone avec un processus de différenciation. De telles variations sont caractéristiques d'un processus d'assimilation et cristallisation fractionnée (ACF) en chambre magmatique.

Des contraintes additionnelles sur ce processus peuvent être obtenues en regardant l'alignement formé par les basaltes des formations Rosais et Manadas. En effet, dans les diagrammes  $^{208}Pb/^{204}Pb$  vs.  $^{206}Pb/^{204}Pb$  et  $^{143}Nd/^{144}Nd$  vs.  $^{206}Pb/^{204}Pb$ , ces échantillons forment des alignements bien définis, alors qu'ils n'en forment pas dans le diagramme  $^{87}Sr/^{86}Sr$  vs.  $^{206}Pb/^{204}Pb$ .

Ces observations impliquent que les variations isotopiques dans ces échantillons ne sont pas simplement dues à un mélange binaire entre des liquides primitifs ayant une composition isotopique de type HIMU et les parois d'une chambre magmatique. Deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer cette différence liée aux isotopes du Sr : (i) un fractionnement important du Sr affectant le rapport Sr/Pb au cours du processus de mélange ; ou (ii) la présence d'un autre pôle de mélange ayant une composition isotopique identique en Pb et Nd, mais plus radiogénique en Sr.

Dans le premier cas de figure, le changement de courbure des hyperboles de mélange peut-être caractérisé par la variation du rapport Sr/Pb entre les deux pôles. La composition en éléments traces des deux pôles de mélange est définie par la composition de l'échantillon le plus primitif de São Jorge pour le pôle [1] et par la composition typique d'un E-MORB pour le pôle [2] ( $[Sr] = 250$  ppm ;  $[Pb] = 0.15$  ppm ;  $[Nd] = 10$  ppm). L'hyperbole de mélange joignant ces deux compositions est caractérisée par un paramètre de courbure  $r$  égal à 4 (Langmuir et al., 1978), tandis, que l'hyperbole de mélange nécessaire pour expliquer les échantillons plus radiogéniques en Sr possède un rapport  $r$  de 0,45 (fig. III-15).

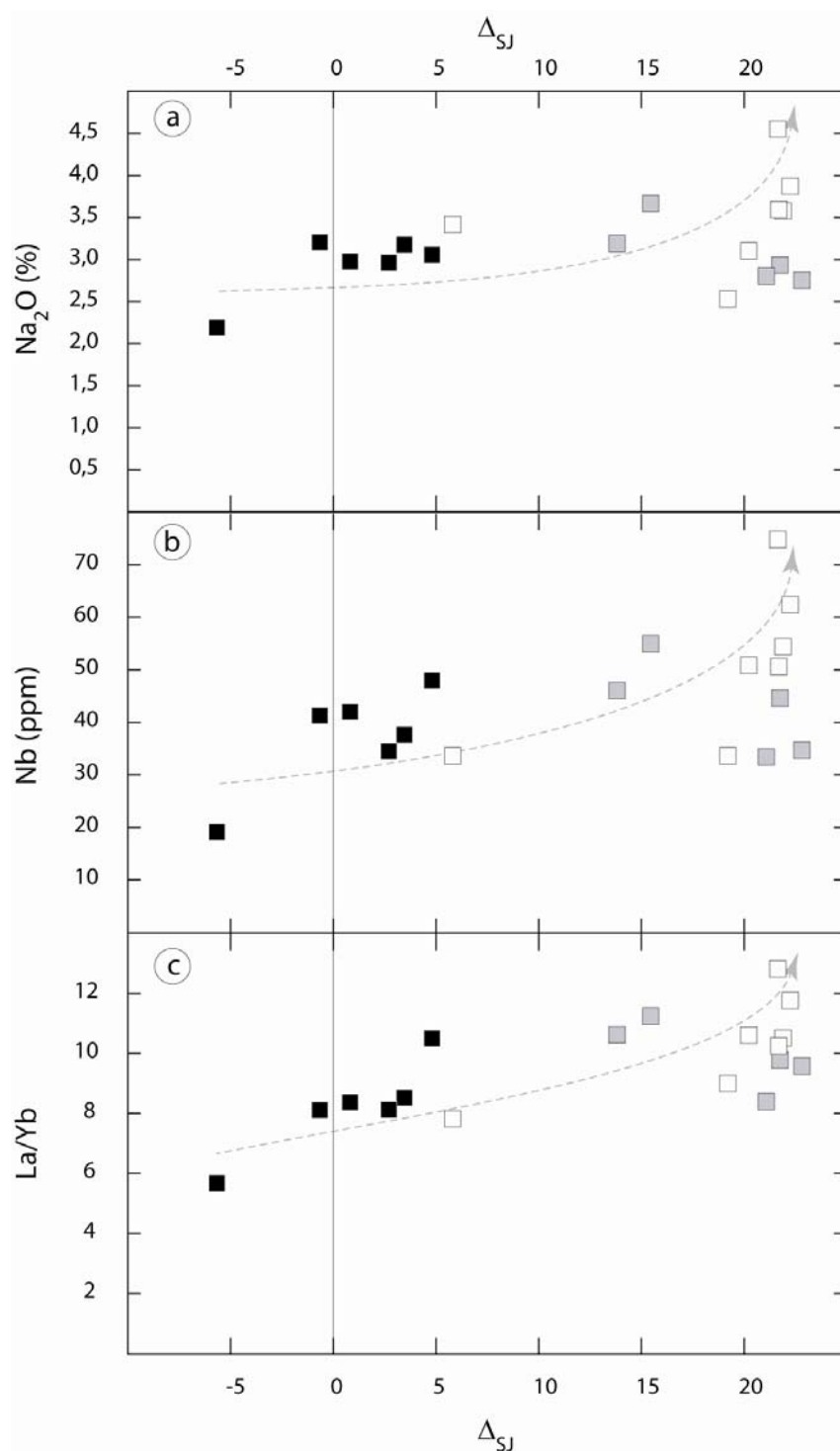


Figure III-14 : Variations de marqueurs de la différenciation magmatiques en fonction du paramètre  $\Delta_{SJ}$ . On note une augmentation du taux de Sodium (a), de la concentration de Nb (b) ainsi que du rapport La/Yb (c) pour les échantillons déviant du mélange défini par les échantillons de la formation Topo. Ces variations chimiques sont interprétées comme un effet de la cristallisation du clinopyroxène. Ces variations combinées montre que les échantillons de l'île de São Jorge échantillonnent un réservoir isotopiquement différent de ceux impliqués dans les laves de la formation Topo au cours de la différenciation magmatique.

Le seul fractionnement lié à la différenciation magmatique par cristallisation fractionnée d'olivines et clinopyroxènes en chambre magmatique n'est pas suffisant pour fractionner le rapport Sr/Pb. En effet ces deux éléments sont incompatibles dans ces minéraux et les variations des éléments majeurs montrent que la différenciation n'est pas très avancée. L'autre possibilité de fractionnement pendant le processus d'assimilation est celle d'une fusion partielle à taux variables des parois de la chambre magmatique durant laquelle les comportements du Sr et du Pb doivent nécessairement être très différents. Une telle différence de comportement est possible dans le cas d'une interaction avec la partie gabbroïque de la croûte océanique. Les gabbros contiennent en effet une part importante de plagioclase, pour lequel le Sr et le Pb ont des affinités contrastées.

Un calcul de l'effet de la fusion partielle d'un gabbro selon une fusion fractionnée peut amener à un résultat permettant d'envisager ce processus. Cependant, ce type de modèle repose grandement sur les valeurs des coefficients de partage choisies, sur la proportion de plagioclase dans la minéralogie du gabbro et sur le taux de fusion partielle considéré. Ainsi, il est possible de trouver une série de paramètres permettant d'envisager ce processus, sans pour autant que ceux-ci aient une réalité géologique.

Un autre moyen de tester l'effet d'un fractionnement lié à la participation du plagioclase durant le processus d'assimilation est le calcul de l'anomalie d'Eu. Cet élément fait partie du groupe des Terres Rares et possède en effet une forte affinité pour le plagioclase. Les liquides issus de la fusion d'un gabbro sont donc pauvres en Eu (retenu dans le plagioclase) et génèrent une hyperbole de mélange très courbée en raison de leur appauvrissement en Pb. La participation variable de ce minéral dans le processus d'assimilation doit donc entraîner une variation combinée de l'anomalie en Eu et du rapport isotopique de Sr.

Cette anomalie est calculée comme le rapport entre la valeur mesurée (et normalisée) et la moyenne géométrique des concentrations normalisées du Sm et Gd, cohérente avec le rapport isotopique de Sr. Toutefois, l'anomalie d'Eu est constante à des valeurs légèrement positive (moyenne  $Eu/Eu^* : 1,04 \pm 0,03 ; 2\sigma$ ) au sein des échantillons des formations Rosais et Manadas. Une telle valeur invalide par conséquent le scénario d'une variation du rapport Sr/Pb dans le pôle [2] comme la cause des variations isotopiques de Sr entre les deux formations les plus récentes de l'île de São Jorge et rend donc difficilement envisageable la première hypothèse envisagée.

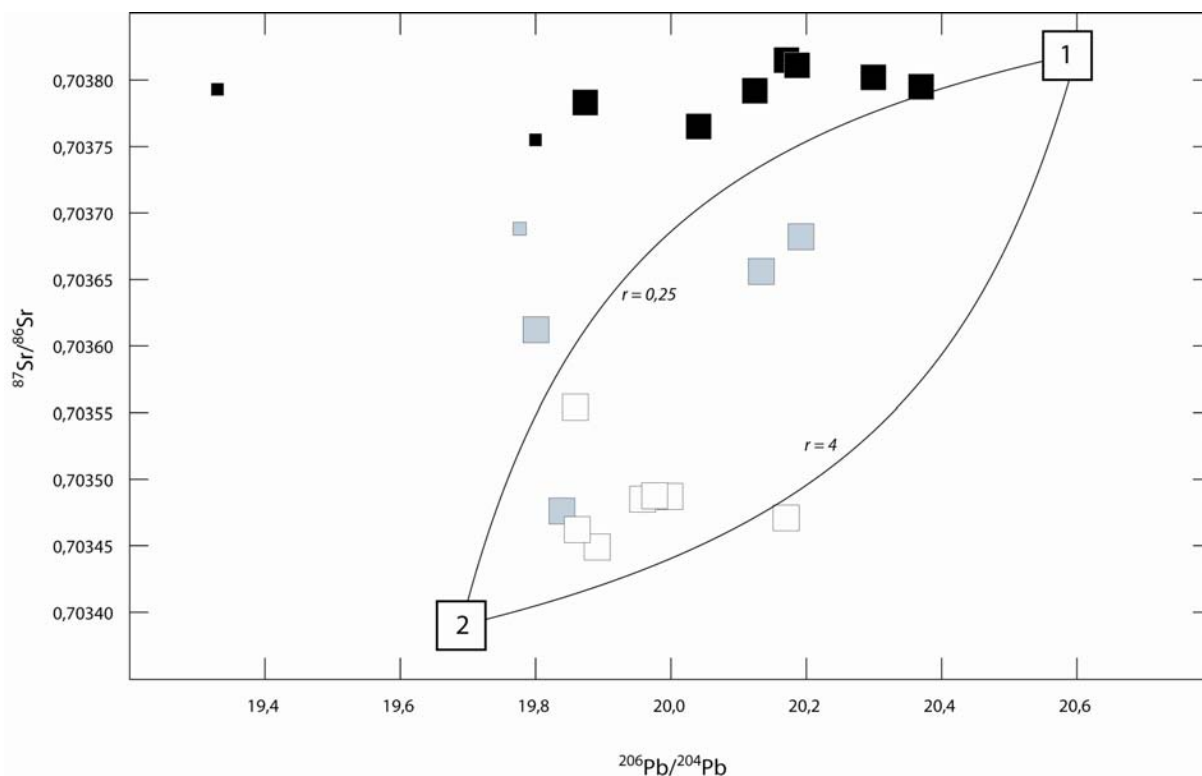


Figure III-15 : Illustration de la variation nécessaire de courbures des hyperboles de mélanges entre le pôle [1] et le pôle [2] pour expliquer les compositions isotopiques des laves des formations Rosais et Manadas. Ce changement de courbure nécessite un fractionnement du rapport Sr/Pb dans le pôle [3] au cours du processus de mélange. Ce fractionnement peut-être lié à l'influence du plagioclase lors de la fusion de la partie gabbroïque de la croûte océanique.

Le deuxième cas de figure possible est celui de l'existence d'un pôle de mélange ayant des rapports isotopiques de Pb et Nd identiques au MORB enrichi envisagé, mais un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  plus élevé. Ce type de composant peut être créé par altération de la croûte océanique par circulation hydrothermale. En effet, l'altération des roches par l'eau de mer tend à augmenter le rapport isotopique de Sr en raison de la cristallisation de minéraux secondaires riches en Sr et de son rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  plus radiogénique que la majorité des OIB (cf. chapitre I, §I). Le processus d'altération fractionne aussi certains rapports d'éléments traces en fonction de la mobilité de ceux-ci dans les fluides. Toutefois, l'étendue du processus d'altération ayant potentiellement affecté la croûte océanique n'est pas très importante en raison de la différence relativement faible du rapport isotopique de Sr (0,70335 à 0,7036) entre le pôle altéré et le pôle frais (fig. III-16).

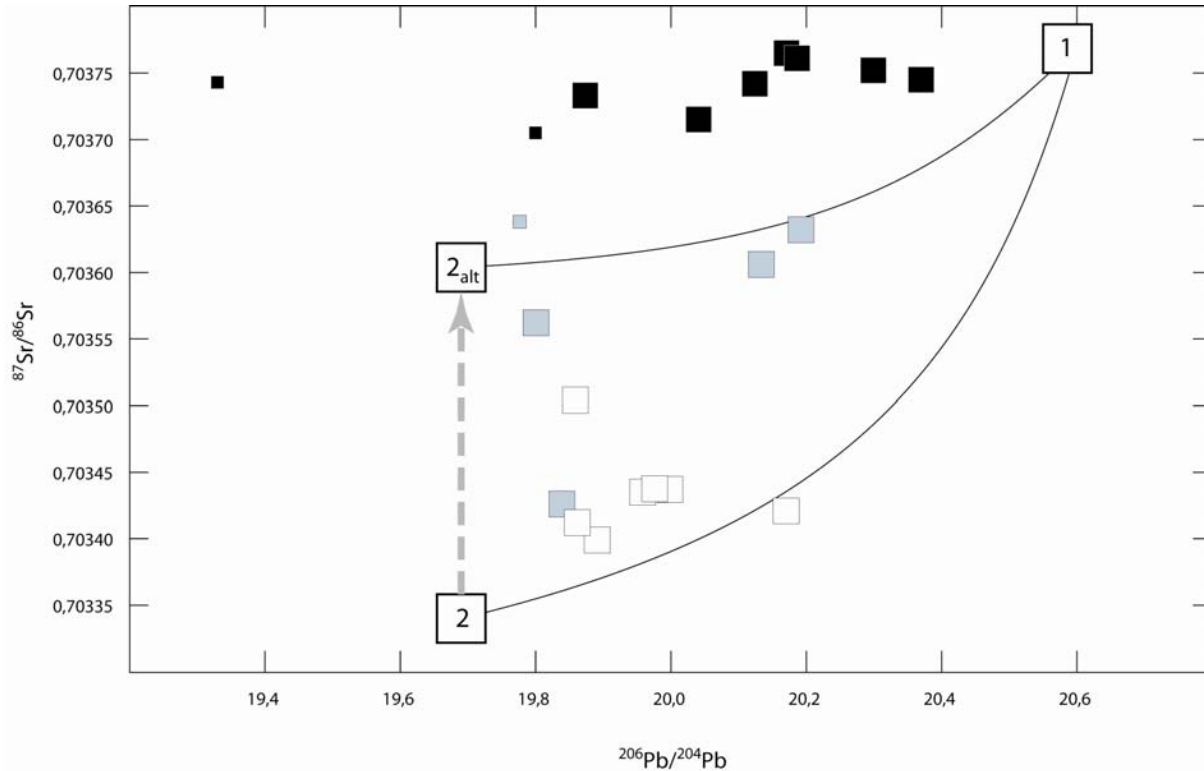


Figure III-16 : Illustration de l'influence de l'altération de la croûte océanique sur la composition du pôle [2] dans le diagramme  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . L'altération par l'eau de mer augmente le rapport isotopique de Sr en ne modifiant pas la composition isotopique de Pb. Ce processus est cohérent avec le manque de corrélation entre les laves des formations Rosais et Manadas dans ce diagramme en comparaison des diagrammes impliquant les isotopes du Nd et du Pb.

Les échantillons de la formation Topo sont peu influencés par l'assimilation de croûte océanique lors de leur remontée. En conséquence, le mélange qu'ils définissent doit se produire avant que les magmas ne traversent le socle de l'île de São Jorge. Ce mélange est compris entre un composant radiogénique en Pb (pôle [1]), et un pôle dont la composition est contenu dans le champ des MORB locaux. La composition isotopique du pôle [3] peut-être interpolée en prolongeant la droite de régression des échantillons de la formation Topo déjà utilisée pour calculer le  $\Delta_{\text{Sj}}$ . Cette droite croise la NHRL à des valeurs très faibles des rapports  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  et  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (fig. III-17). Cette valeur n'appartient pas au champ des MORB échantillonnés dans la zone de fracture *North Azores* (38,5-39,2°N) par Dosso et al. (1999) et située dans le prolongement de l'île de São Jorge (cf. fig. III-1). En conséquence, l'interaction entre le panache des Açores et la Ride Médio-Atlantique semble se produire par un mélange avec un manteau appauvri par rapport au manteau supérieur échantillonné par les MORB locaux. L'enrichissement du manteau supérieur dans la région des Açores

observé par les compositions de MORB entre 31 et 41°N (Dosso et al., 1999) est donc une conséquence de cette interaction, mais n'est pas la source de la contamination du panache.

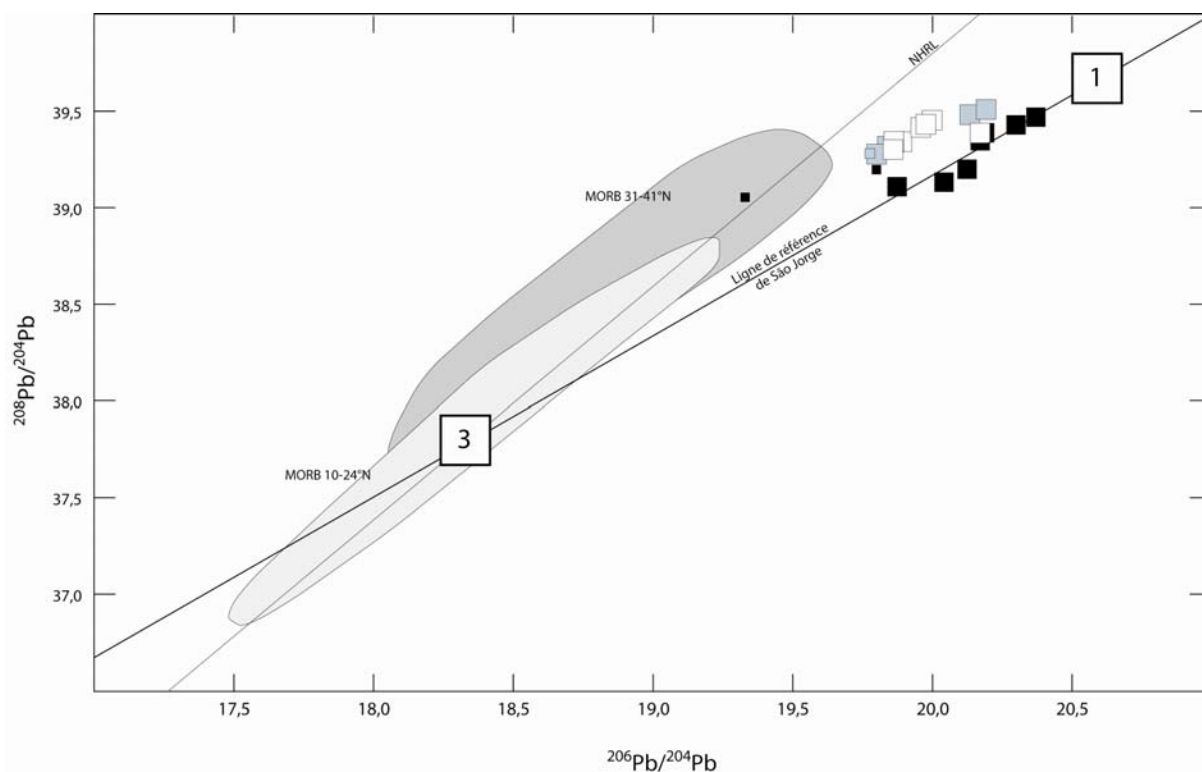


Figure III-17 : Positionnement du pôle [3] dans le diagramme  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . La composition trouvée correspond à l'intersection entre la NHRL (Hart, 1984) et la ligne de référence de São Jorge, basée sur le mélange échantillonné par les laves de la formation Topo. La composition du pôle [2] est plus appauvrie que les MORB locaux, indiquant l'interaction avec le manteau supérieur appauvri plutôt qu'avec un manteau local contaminé par le panache des Açores. Les champs des MORB atlantiques sont définis par les échantillons mesurés par Dosso et al. (1993) et Dosso et al. (1999)

Pour conclure sur l'étude locale de l'île de São Jorge, j'ai montré que les variations isotopiques et chimiques des basaltes de cette île sont liées à des processus de mélange entre les magmas primitifs issus de la fusion du panache des Açores, et différents composants assimilés pendant leur remontée à travers la lithosphère et la croûte océanique. De plus, on peut noter une variation temporelle de la nature des composants assimilés. Dans un premier temps, les magmas sont principalement influencés par le manteau supérieur appauvri échantillonné par la ride Médio-Atlantique. Ensuite, les échantillons les plus jeunes voient l'implication de plus en plus importante d'un composant comparable à un MORB enrichi par l'interaction entre la ride et le panache des Açores. Ce second mélange se fait de manière synchrone avec la différenciation magmatique par cristallisation fractionnée,

indiquant que ce mélange se produit par un processus d'ACF en chambre magmatique. La variation des compositions isotopiques de Sr dans les basaltes intermédiaires et récents semble toutefois découler d'un processus supplémentaire qu'il est difficile de déterminer. L'hypothèse favorisée dans cette étude est celle de l'assimilation de croûte océanique altérée ayant une composition isotopique en Nd et Pb identique à une croûte non altérée, mais un  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  légèrement plus radiogénique. Un processus d'assimilation de la partie gabbroïque de la croûte par fusion fractionnée à degrés variables peut également être envisagé. Cependant, un tel processus aurait probablement provoqué une covariation de l'anomalie d'Eu et du rapport isotopique de Sr, qui n'est pas observée dans les échantillons.

#### **IV.3. GENERALISATION A L'ARCHIPEL DES AÇORES**

Dans le paragraphe précédent, j'ai identifié la part des variations isotopiques liées à des interactions de faible profondeur de la part du signal lié au panache des Açores sous l'île de São Jorge. Les basaltes des Açores ont cependant montré une variabilité isotopique et une diversité de composants plus large que celle mesurée sur cette île. Cette diversité est visible par les compositions isotopiques des basaltes des îles de Pico, Faial et São Miguel, en raison de la superposition quasi totale des compositions mesurées sur les îles de São Jorge et Terceira. J'essaierai dans ce paragraphe de faire le lien entre les processus observés à l'échelle de l'île de São Jorge et la variabilité isotopique de l'archipel des Açores.

Quelques échantillons de São Jorge sortent du schéma principal des variations mesurées pour l'île. En effet, les rapports isotopiques de ces échantillons s'écartent des variations, interprétées comme étant propres aux processus superficiels sous São Jorge, vers le champ des îles de Pico et Faial (situées à quelques kilomètres au Sud). La question de l'origine de ces variations rejoint une des interrogations qui ont menées à cette étude. Les compositions isotopiques des laves des îles de Terceira d'une part et des îles de Pico et Faial d'autre part ont montré l'existence d'un pôle commun à ces îles mais aussi d'un pôle spécifique à chaque groupe. Les basaltes de l'île de São Jorge ont montré une forte affinité pour les compositions mesurées sur l'île de Terceira, bien que certains échantillons soient décalés en direction du pôle spécifique aux îles de Pico et Faial. Ceci indique donc que les compositions plus enrichies mesurées sur ces îles sont liées à une hétérogénéité locale à l'échelle de l'archipel des Açores, principalement restreinte à ces îles, et dont l'influence décroît vers le Nord (voir fig. III-1). J'aborderai la question de la nature et la localisation en profondeur du composant responsable de cette hétérogénéité dans le prochain paragraphe.



Le champ des compositions isotopiques des îles de Pico et Faïal s'étend du pôle radiogénique en Pb, commun avec les îles de São Jorge et Terceira, vers un pôle ayant des valeurs plus faibles du rapport  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , et des rapports isotopiques de Sr et Nd plus enrichis.

La particularité des laves de Pico et Faïal est qu'elles sont décalées vers la gauche de la NHRL, c'est-à-dire qu'elles possèdent un rapport  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  plus élevé que les MORB de l'océan Atlantique Nord pour un même rapport  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Les composants classiquement impliqués pour expliquer de telles compositions dans les OIB sont des sédiments recyclés ou de la lithosphère sous-continentale, cette dernière était soit délaminiée et à l'état passif dans le manteau supérieur, soit recyclée en tant que partie intégrante du panache mantellique.

Turner et al. (1999) et Schaefer et al. (2002) ont proposé que le composant à l'origine de ces compositions est une lithosphère océanique métasomatisée et recyclée il y a 2,5 Ga, amenée par le panache et présente dans la signature de toutes les îles (y compris Terceira et São Miguel). En premier lieu, un tel modèle ne rend pas compte des différences de compositions isotopiques importantes observées entre les groupes Terceira/São Jorge et Pico/Faïal. De plus, ce modèle repose majoritairement sur une corrélation entre la proportion de fer des échantillons et leur rapport isotopique d'Os et donc sur la capacité du fer à tracer les sources du magmatisme des Açores. Au contraire, les variations isotopiques mesurées sur l'île de São Jorge ont montré qu'elles étaient semblables à celles des laves de Terceira bien qu'elles soient plus riches en fer, alors que les laves de Pico et Faïal possèdent une concentration en fer identique aux basaltes de Terceira, bien qu'isotopiquement différentes. Ces observations sont incompatibles avec une interprétation en terme d'hétérogénéité de source des variations de la teneur en fer. Une alternative serait que ces différences dans les taux de fer soient reliées à la profondeur de fusion. En effet, Klein et Langmuir (1987) ont montré la dépendance de la teneur en fer avec la pression. Cependant, leurs résultats reproduisent les conditions de genèse des MORB et aucune extension de leurs conclusions n'a encore été démontrée dans le cadre de la genèse des OIB.

De plus, dans le diagramme  $\Delta_{74}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (fig. III-18), le champ des laves de Pico et Faïal ne semble pas partir uniquement du pôle [1] radiogénique, mais plutôt de proportions variables du mélange entre les pôles [1] et [3]. Ce mélange ayant lieu dans les niveaux superficiels du manteau, il est nécessaire que le composant à l'origine du pôle [4] (spécifique aux basaltes de Pico-Faïal) soit échantillonné à faible profondeur.

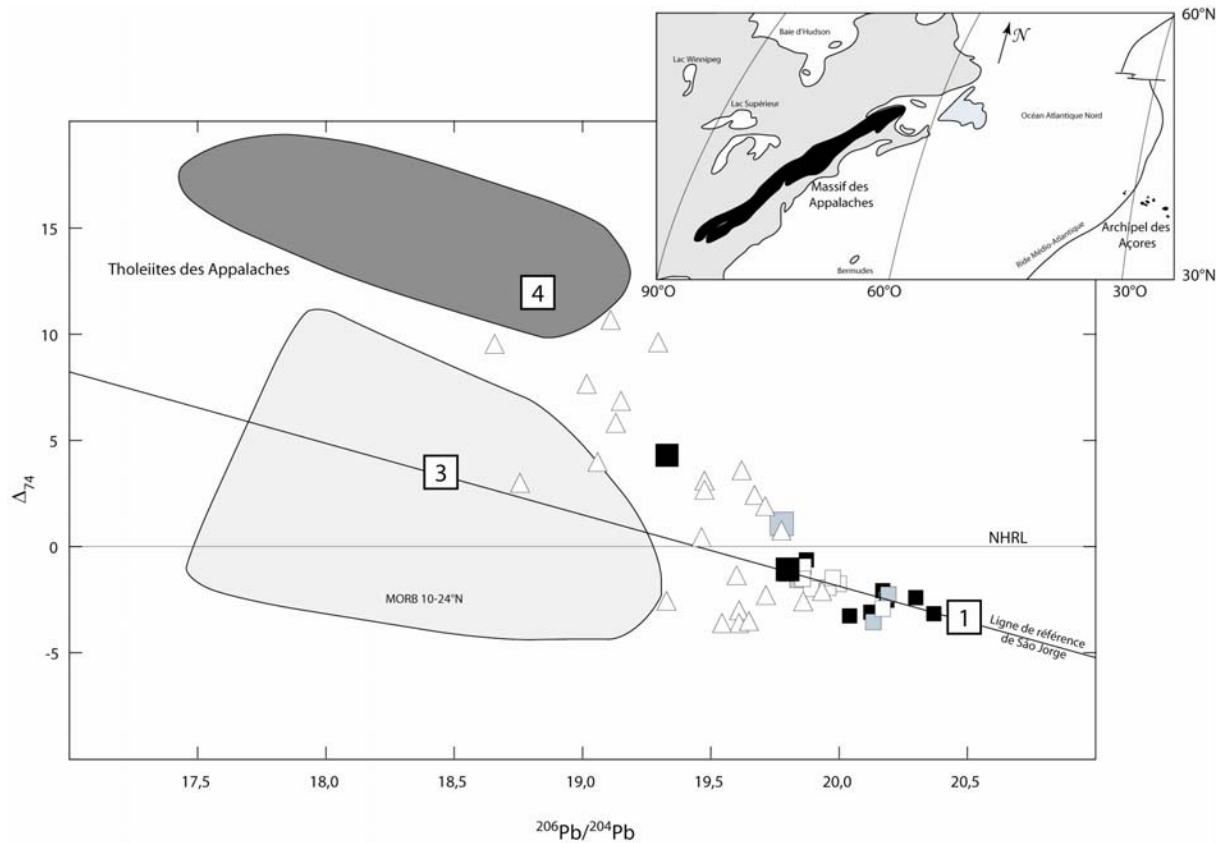


Figure III-18 : Identification d'un composant possible à l'origine des variations mesurées sur les îles de Pico et Faial. Les laves de Pico et Faial peuvent dans un premier temps résulter d'un mélange entre les liquides issus du panache et le manteau appauvri (ligne de référence de São Jorge) avant d'interagir avec un fragment de lithosphère sous-continentale délaminatee lors de l'ouverture de l'océan Atlantique. La composition de cette lithosphère est représentée par les tholeiites du massif des Appalaches mesurées par Pegram (1990). Les champs des MORB atlantiques sont définis par les échantillons mesurés par Dosso et al. (1993). Insert : carte de l'océan atlantique représentant la position relative du massif des Appalaches et de l'archipel des Açores.

Une hypothèse possible est donc que le composant à l'origine du pôle [4] soit de la lithosphère sous-continentale délaminatee. Ce mécanisme avait d'ailleurs été proposé par Widom et al. (1997) et Moreira et al. (1999) pour la source de São Miguel. Les tholeiites du massif des Appalaches (Pegram, 1990) possèdent une composition adéquate pour ce pôle de mélange. En effet, elles sont décalées vers la gauche de la NHRL, avec un rapport  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  relativement élevé, ainsi que des rapports isotopiques de Sr et Nd enrichis. Ces tholeiites sont considérées comme la fusion d'une lithosphère sous-continentale métasomatisée par les fluides issus d'une subduction lors de l'orogénèse Grenvillienne. Le massif des Appalaches se trouvant à même latitude que l'archipel des Açores, il est concevable qu'un fragment de cette lithosphère ait été délaminatee lors du processus de rifting

ayant donné naissance à l'Océan Atlantique. Ce fragment serait actuellement présent sous les îles de Pico et Faïal, où son influence est principalement localisée. La taille de ce fragment ne doit pas dépasser une dizaine de km en raison de sa faible influence sur la composition isotopique des basaltes de l'île de São Jorge, située directement au Nord de ces deux îles.

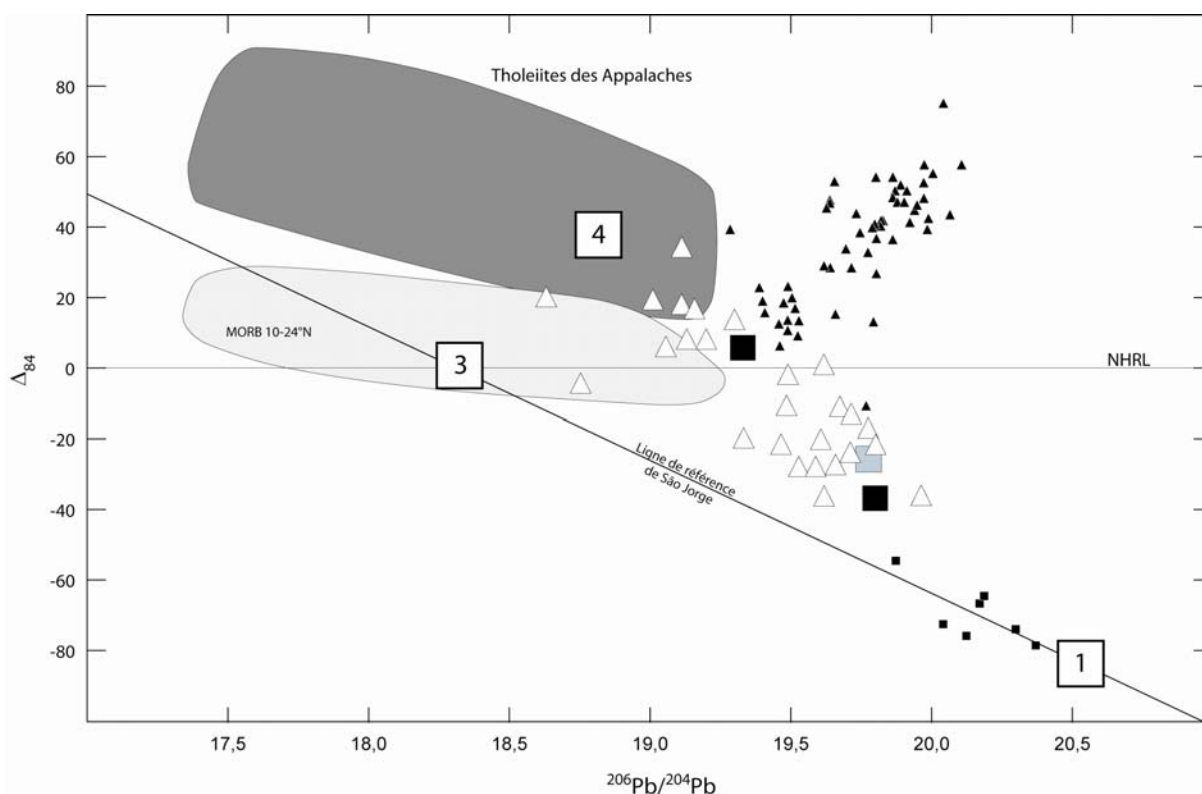


Figure III-19 : Représentation des variations isotopiques des laves de l'archipel des Açores dans le diagramme  $\Delta_{84}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Le pôle radiogénique des basaltes de São Miguel avait été interprété comme identique au pôle à rapport  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  élevé des tholeiites des Appalaches de Pegram (1990) par Moreira et al. (1999). La projection dans ce diagramme montre que ce pôle ne possède pas un  $\Delta_{84}$  assez élevé pour remplir ce rôle. En conséquence, je favoriserai une origine profonde du composant à l'origine de cette composition isotopique. Les champs des MORB atlantiques sont définis par les échantillons mesurés par Dosso et al. (1993)

Moreira et al. (1999) avaient proposé que le pôle radiogénique identifié dans les basaltes de l'île de São Miguel soit identique au pôle à l'origine des variations des tholeiites des Appalaches (fig. III-19). Alternativement, Elliott et al. (2007) et Beier et al. (2007) ont respectivement proposé que ce pôle soit issu du recyclage de liquides basaltiques sous-plaqués à la lithosphère océanique, ou de basaltes enrichis de type OIB. La représentation  $\Delta_{84}$  en fonction du rapport  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  permet d'écarter l'hypothèse d'un composant

superficiel à l'origine des variations mesurées sur l'île de São Miguel (fig. III-19). En effet, dans ce diagramme, les tholeiites des Appalaches ne rejoignent pas le champ des basaltes de São Miguel au niveau du pôle radiogénique de ces derniers. Pour ces raisons, je favoriserai une origine profonde (dans le panache) du pôle spécifique aux basaltes de São Miguel, impliquant une hétérogénéité très locale du panache mantellique des Açores. Cependant, l'unicité d'une telle composition à l'échelle globale des OIB est surprenante au regard des processus invoqués par Elliott et al. (2007) et Beier et al. (2007). En effet, le recyclage de basaltes enrichis ou de basaltes sous-plaqués est un phénomène fréquent dans l'histoire du manteau Terrestre et des compositions identiques devraient donc pouvoir être mesurées dans les OIB de manière plus fréquente si ce processus est bien à l'origine de la composition du pôle São Miguel.

#### **IV.4. MODELISATION DE LA COMPOSITION DU PANACHE DES AÇORES**

La composition du panache des Açores peut-être approchée par l'intermédiaire des basaltes de la formation Topo de l'île de São Jorge. Les compositions isotopiques de ces basaltes sont issues du mélange en proportion variable entre les liquides générés par la fusion du panache mantellique des Açores (pôle [1]) et le manteau supérieur échantillonné par la ride Médio-Atlantique (pôle [2]). La composition isotopique de ce dernier pôle est contrainte par les données mesurées dans les MORB de l'Atlantique Nord. Cependant, la localisation précise du pôle [1] reste inconnue. En effet, n'importe quelle composition isotopique de Pb se situant sur la droite de régression des échantillons de la formation Topo, et à des rapports plus radiogéniques, peut être utilisée comme pôle de mélange.

Les basaltes des îles de São Jorge et Terceira ont cependant des caractéristiques isotopiques permettant l'identification des composants présents dans la source profonde. En effet, ils sont caractérisés par des rapports isotopiques de Pb radiogéniques et décalés à droite de la NHRL, typiquement mesurées dans les localités influencées par un pôle HIMU. Ce composant a été lié au recyclage de croûte océanique altérée (Hofmann et White, 1982; Weaver, 1991; Chauvel et al., 1992) ou à des processus métasomatiques intra-mantelliques (Vollmer, 1983; Hart, 1988; Hawkesworth et al., 1990). Je favoriserai la première hypothèse en raison des volumes mis en jeu dans de tels processus, plus favorables au recyclage de croûte océanique.

La composition isotopique de Pb de la Croûte Océanique Recyclée (COR) peut-être calculée avec un modèle à deux stades (Chauvel et al., 1992) caractérisés par des rapports U/Pb et Th/U différents. Le premier stade représente l'évolution du manteau terrestre depuis sa formation il y a 4,55 Ga jusqu'à la genèse des MORB, prenant ainsi en compte un stade

primitif chondritique et un stade où le manteau a été appauvri d'une part de ses éléments incompatibles par l'extraction des continents. Compte tenu des âges de recyclage envisagés (supérieurs à 1 milliard d'années), ce premier stade représente majoritairement l'évolution de la Terre Totale (BSE), avec un effet mineur de l'extraction continentale. Le 2<sup>e</sup> stade représente l'évolution de la croûte océanique depuis sa formation jusqu'à sa fusion au sein du panache mantellique, prenant ainsi en compte divers fractionnements des rapports U/Pb et Th/U dus à l'altération de la croûte océanique, et à la déshydratation durant la subduction. Le fait de prendre en compte la genèse des OIB dans le choix des rapports U/Pb et Th/U implique une maximisation de ces rapports en raison du comportement plus incompatible de l'U par rapport au Pb et, dans une moindre mesure, du Th face à l'U. Une maximisation de ces rapports implique un temps de décroissance nécessaire moins long pour obtenir des compositions isotopiques identiques. En d'autres termes, ce choix de modélisation va permettre d'estimer un âge minimum de recyclage de croûte océanique.

Les études portant sur les compositions isotopiques des gaz rares (Moreira et al., 1999; Madureira et al., 2005) ont montré que les compositions isotopiques de l'He et du Ne étaient enrichies en isotopes non radiogéniques. De tels rapports supposent l'influence d'un composant non dégazé (primitif) au sein du panache mantellique des Açores. La présence d'un composant mantellique plus ou moins primitif, dans le sens où il aurait échappé à toutes les différenciations successives du manteau terrestre, dans les panaches mantelliques est l'objet d'un débat intense et aucun consensus ne s'est encore dégagé quant à son existence, sa nature et sa composition. Cette question sera abordée plus tard dans ce manuscrit.

Dans ce chapitre, j'utiliserai pour ce réservoir la composition du Manteau Inférieur (MI) calculée par Doucelance et al. (2003). Ce calcul est basé sur 2 hypothèses : (i) tout d'abord une stratification du manteau à 2 couches limitée par la discontinuité des 670 km ; et (ii) l'extraction des continents a appauvri le manteau sur un volume plus important que le simple manteau supérieur, appauvrissant aussi le manteau inférieur. Le manteau inférieur actuel est donc issu d'un mélange entre la Terre Totale Silicatée (BSE) et le manteau supérieur appauvri (DMM). Cette composition étant issue d'un calcul, elle possède l'avantage d'être définie pour tous les rapports isotopiques et les concentrations d'éléments traces, permettant le calcul de proportions de mélange.

Dans l'espace défini par les 3 rapports isotopiques de Pb ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ), il est donc possible d'estimer la composition d'un mélange entre croûte océanique recyclée et manteau inférieur. Cinq paramètres sont donc à ajuster dans ce modèle : l'âge de recyclage ; les rapports  $\mu_1$ ,  $\kappa_1$  (1<sup>er</sup> stade) ;  $\mu_2$  et  $\kappa_2$  (2<sup>e</sup> stade). Les rapports  $\mu_1$

et  $\kappa_1$  correspondent aux rapports  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  et  $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$  et les valeurs communément admises pour ces rapports sont respectivement de 8,1 et 3,8 (Chauvel et al., 1992). Les valeurs  $\mu_2$  et  $\kappa_2$  choisis sont respectivement de 22,5 et 3,02 et ont été ajustées pour donner des rapports isotopiques de Pb plus radiogéniques que les basaltes de São Jorge. La composition isotopique de Pb du panache se situe dans la gamme définie par les droites de mélange dessinées sur la figure III-20. Cette figure représente les compositions isotopiques de mélanges entre le Manteau Inférieur et diverses compositions de croûte océanique recyclée à des âges différents, variant entre 1,3 Ga et 1,7 Ga dans les diagrammes  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (fig. III-19a) et  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (fig. III-19b).

Le pôle [1] identifié dans les basaltes de São Jorge se situe à l'extrême radiogénique des variations isotopiques mesurées sur cette île. Un moyen d'estimer la composition isotopique du panache mantellique des Açores est de calculer la composition isotopique de Pb pour laquelle cette droite de mélange croise la droite d'un mélange Manteau Inférieur/Croûte Océanique Recyclée à des proportions identiques pour les 3 rapports  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Afin d'éviter tout biais dû à la contamination par des réservoirs superficiels comme la croûte océanique ou le fragment de lithosphère sous-continentale, les échantillons choisis pour représenter la droite de mélange entre le pôle [1] et les MORB locaux sont ceux de la formation Topo à l'exception de SJ 01 et SJ 04.

La composition isotopique la plus cohérente au niveau des proportions de mélange est obtenue pour l'implication d'un mélange entre Manteau Inférieur et Croûte Océanique recyclée il y a 1,3 Ga. En terme de proportions de composants dans la source, cette composition correspond à un mélange composé à 12% de manteau inférieur et à 88% de croûte océanique recyclée.

Il faut noter que ces proportions correspondent à un mélange à l'état solide de ces deux composants ( $[\text{Pb}]_{\text{MI}} = 0,2\text{ppm}$  ;  $[\text{Pb}]_{\text{COR}} = 0,23\text{ppm}$ ). Cependant, le mélange de ces deux composants après fusion partielle (mélange liquide-liquide) ne changerait pas la composition isotopique du mélange car celle-ci est contrainte par des données mesurées sur les basaltes de l'île de São Jorge. En revanche, étant donné le comportement différent des deux composants faisant partie du panache (manteau inférieur et croûte océanique recyclée), les proportions de mélange s'en trouveraient modifiées.

Ces considérations sur le processus menant au mélange entre les deux composants du panache mantellique des Açores montrent que les proportions calculées n'ont certainement aucune réalité géologique. Leur réel intérêt réside dans le fait qu'elles ont pu être calculées et montrent donc la plausibilité d'un tel mélange comme source des basaltes de l'archipel des Açores.

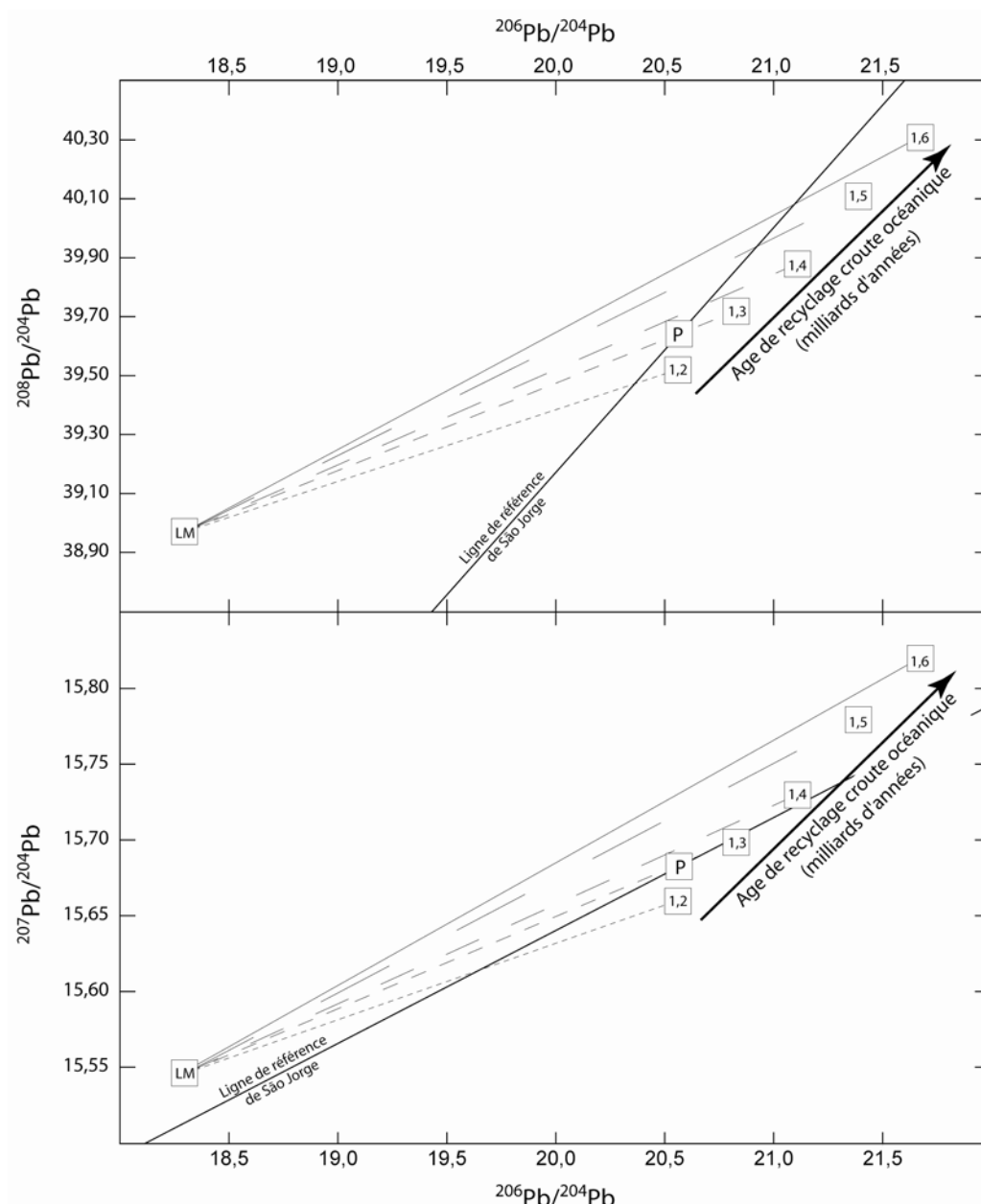


Figure III-20 : Détermination des proportions de chaque composant présent dans le panache mantellique des Açores. Les données isotopiques de Pb et de gaz rare sont interprétées comme l'implication de croûte océanique recyclée et de manteau inférieur. Plusieurs mélanges sont envisagés selon l'âge de recyclage de la croûte océanique. La meilleure solution est déterminée par l'intersection avec la ligne de référence de São Jorge, qui représente le mélange entre le panache et le manteau supérieur appauvri.



## **V. CONCLUSIONS DE CE CHAPITRE**

La mesure des rapports isotopiques de Sr, Nd et Pb ainsi que des compositions en éléments majeurs et traces des basaltes de l'île de São Jorge, au sein de l'archipel des Açores, a montré une variation temporelle des sources des magmas. La formation Topo ancienne, contient des échantillons en moyenne plus primitifs que les formations plus récentes (Rosais et Manadas), et possédant également un rapport  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  moins élevé pour un même rapport  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ . Au regard des rapports isotopiques du Sr et Nd, les échantillons de la formation Topo possèdent les rapports les plus radiogéniques dans ces deux éléments, bien que la gamme de variation  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  à l'échelle de l'île du rapport soit plus restreinte.

Dans les diagrammes isotopiques, ces différences s'expriment par la présence de 2 alignements. Ces deux alignements partent d'un pôle commun radiogénique en Pb pour ensuite se diriger vers des pôles aux compositions isotopiques différentes. Le pôle spécifique à la formation Topo ressemble au manteau appauvri source des MORB non contaminé par le panache des Açores, et possède des rapports isotopiques de Pb les plus faibles. Le pôle situé à l'extrême des variations isotopiques des formations plus récentes possède, lui, la composition isotopique d'un MORB enrichi, c'est-à-dire des rapports isotopiques de Pb élevés au regard de ceux communément mesurés dans les MORB, mais proches de la NHRL.

La covariation des variations isotopiques avec des marqueurs de la différenciation magmatique indique que l'acquisition de la signature isotopique des formations plus récentes se fait sous la forme d'un processus d'ACF au niveau de la partie gabbroïque du plancher océanique. De plus, l'intervention d'une partie altérée du plancher permet d'expliquer un manque de corrélation des isotopes du Sr et du Pb pour les échantillons les plus récents.

Ainsi, à l'échelle de l'île de São Jorge, il est possible de restreindre la variabilité isotopique issue de la source profonde des magmas (le panache mantellique des Açores) au simple pôle radiogénique en Pb.

A l'échelle de l'archipel, la similarité des compositions isotopiques des basaltes de Terceira permet d'étendre les conclusions à cette île. Cependant, les îles de Pico-Faial d'une part, et de São Miguel d'autre part, semblent échantillonner des composants différents. Un composant permettant d'expliquer les variations des piles de Pico et Faial est la lithosphère sous-continentale métasomatisée et délamainée. La composition de cette lithosphère peut être approchée par la composition des tholeiites du massif des Appalaches. Ce massif se



située à une latitude proche de celle de l'archipel des Açores et se situait à la position actuelle de ce dernier avant le processus de rifting ayant donné naissance à l'Océan Atlantique. Le composant responsable des variations isotopiques de l'île de São Miguel, en revanche, semble être lié à une hétérogénéité très fine du panache des Açores, comme l'ont montré les récentes études de Elliott et al. (2007) et Beier et al. (2007).

La présence de rapports isotopiques de Pb élevés dans les basaltes de São Jorge mais aussi de rapports primitifs de gaz rares mesurés sur l'île de Terceira implique que le panache des Açores est une source mixte Manteau Inférieur/Croûte océanique Recyclée (à l'exception du composant à l'origine des variations mesurées dans les basaltes de São Miguel). Le calcul des proportions de chaque composant dans le panache est possible dans l'espace Pb-Pb en raison de la linéarité des mélanges. En effet, dans cet espace, la composition isotopique en Pb du panache des Açores est représentée par l'intersection de 2 droites correspondant pour l'une à la droite de mélange Panache/Ride identifiée par les échantillons de la formation Topo sur l'île de São Jorge, et pour l'autre à la droite de mélange entre la composition du manteau inférieur et une croûte océanique recyclée il y a 1,3 Ga.

## BIBLIOGRAPHIE :

- Beier C., Stracke A. et Haase K. M., 2007. The peculiar geochemical signatures of São Miguel (Azores) lavas: Metasomatised or recycled mantle sources? *Earth and Planet. Sci. Lett.* **259**, 186-199.
- Chauvel C., Hofmann A.W. et Vidal P., 1992. HIMU-EM: the French Polynesian connection. *Earth Planet. Sci. Lett.* **110**, 99-119.
- Davies G.R., Norry M., Gerlach D.C. et Cliff R.A., 1989. A combined chemical and Pb-Sr-Nd isotope study of the Azores and Cape Verde hotspots: the geodynamic implications. In: Saunders and Norry Eds., *Magmatism in the ocean basins*. Geol. Soc. Spec. Publ., London. **42**, 231-255.
- Dosso L., Bougault H. et Joron J.-L., 1993. Geochemical morphology of the North Mid-Atlantic Ridge, 10°-20°N: Trace element-isotope complementarity. *Earth Planet. Sci. Lett.* **120**, 443-462.
- Dosso L., Bougault H., Langmuir C.H., Bollinger C., Bonnier O. et Etoubleau J., 1999. The age and distribution of mantle heterogeneity along the Mid-Atlantic Ridge (31–41°N). *Earth and Planet. Sci. Lett.* **170**, 269-286.
- Doucélance R., Escrig S., Moreira M., Gariépy C. et Kurz M.D., 2003. Pb-Sr-He isotope and traces element geochemistry of Cape Verde archipelago. *Geochim. Cosmochim. Acta* **67**, 3717-3733.
- Dupré B., Lambert B. et Allègre C.J., 1982. Isotopic variations within a single island : the Terceira case. *Nature* **620-622**.
- Elliott T., Blichert-Toft J., Heumann A., Koetsier G. et Forjaz V., 2007. The origin of enriched mantle beneath São Miguel, Azores. *Geochim. Cosmochim. Acta* **71**, 219-240.
- Feraud G., Kaneoka I. et Allègre C.J., 1980. K/Ar ages and stress pattern in the Azores: geodynamic implications. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **46**, 275-286.
- Forjaz V.H. et Fernandez N.S.M., 1975. Carta Geologica da Ilha de São Jorge. *Carta Geologica de Portugal*. Serviços Geologicos de Portugal, Lisboa.
- Gibson S.A., Thompson R.N., Day J.A., Humphris S.E. et Dickin A.P., 2005. Melt-generation processes associated with the Tristan mantle plume: Constraints on the origin of EM-1. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **237**, 744-767.
- Hart S.R., 1984. Large-scale isotope anomaly in the Southern Hemisphere mantle. *Nature* **309**, 753-757.
- Hart S.R., 1988. Heterogeneous mantle domains : Signatures, genesis and mixing chronologies. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **90**.
- Hawkesworth C. J., Kempton P. D., Rogers N. W., Ellam R. M. et Calsteren P. W. van, 1990. Continental mantle lithosphere, and shallow level enrichment processes in the Earth's mantle. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **96**, 256-268.
- Hawkesworth C. J., Norry M. J., Roddick J. C. et Vollmer R., 1979.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios from the Azores and their significance in LIL-element enriched mantle. *Nature* **280**, 28-31.
- Hofmann A.W., 1988. Chemical differentiation of the Earth : The relationship between mantle, continental crust and oceanic crust. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **90**, 297-314.
- Hofmann A.W. et White W.M., 1982. Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **57**, 421-436.
- Ito E., White W.M. et Gopel C., 1987. The O, Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of MORB. *Chem. Geol.* **62**, 157-176.
- Klein E.M. et Langmuir C.H., 1987. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness. *J. Geophys. Res.* **92**, 8089-8115.
- Langmuir C.H., Vocke R.D., Hanson G.N., Gilbert N. et Hart S.R., 1978. A general mixing equation with applications to Icelandic basalts. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **37**, 380-392.

- Laranjeira P. et Nunes J.C., 2005. Isotopic age determination on Azores islands: an overview. *International workshop on Ocean Island Volcanism*, Sal, Cape Verde.
- Madureira P., Moreira M., Mata J. et Allègre C.J., 2005. Primitive neon isotopes in Terceira Island (Azores archipelago). *Earth and Planet. Sci. Lett.* **233**, 429-440.
- Moreira M., Doucelance R., Kurz M.D., Dupré B. et Allègre C.J., 1999. Helium and lead isotope geochemistry of the Azores Archipelago. *Earth Planet. Sci. Lett.* **169**, 189-205.
- Pegram W., 1990. Development of continental lithospheric mantle as reflected in the chemistry of the Mesozoic Appalachian Tholeites. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **97**, 316-331.
- Schaeffer B.F., Turner S., Parkinson I., Rogers N. et Hawkesworth C., 2002. Evidence for recycled Archaean oceanic mantle lithosphere in the Azores plume. *Nature* **420**, 304-307.
- Schilling J.-G., Hanan B.B., McCully B., Kingsley R.H. et Fontignie D., 1994. Influence of the Sierra Leone mantle plume on the equatorial Mid-Atlantic Ridge: A Nd-Sr-Pb isotopic study. *J. Geophys. Res.* **99**, 12005-12028.
- Turner S., Hawkesworth C., Rogers N. et King P., 1997. U---Th isotope disequilibria and ocean island basalt generation in the Azores. *Chem. Geol.* **139**, 145-164.
- Vollmer R., 1983. Earth degassing, mantle metasomatism, and isotopic evolution of the mantle. *Geology* **11**, 452-454.
- Weaver B.L., 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **104**, 381-397.
- White W.M., Tapia M.D.M. et Schilling J.-G., 1979. The petrology and geochemistry of the Azores Islands. *Contrib. Mineral. Petrol.* **69**, 201-213.
- Widom E., Carlson R.W., Gill J.B. et Schmincke H.-U., 1997. Th-Sr-Nd-Pb isotope and trace element evidence for the origin of the Sao Miguel, Azores, enriched mantle source. *Chem. Geol.* **140**, 49-68.
- Widom E. et Farquhar J., 2003. Oxygen isotope signatures in olivines from São Miguel (Azores) basalts: implications for crustal and mantle processes. *Chem. Geol.* **193**, 237-255.
- Widom E. et Shirey S.B., 1996. Os isotope systematics in the Azores: implications for mantle plume sources. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **142**, 451-465.
- Woodhead J.D., 1996. HIMU in an oceanic setting : The geochemistry of Mangaia Island (Polynesia) and temporal evolution of the Cook-Austral hotspot. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **72**, 1-19.
- Workman R.K., Hart S.R., Jackson M., Regelous M., Farley K.A., Blusztajn J., Kurz M.D. et Staudigel H., 2004. Recycled metasomatized lithosphere as the origin of the Enriched Mantle II (EM2) end-member: Evidence from the Samoan Volcanic Chain. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **5**, DOI 10.1029/2003GC000623.

---

## CHAPITRE IV

---

# ETUDE COMPAREE D'ILES OCEANIQUES EN CONTEXTES GEODYNAMIQUES DIFFERENTS : IMPLICATIONS SUR LES MODES D'ACQUISITION DE LA SIGNATURE ISOTOPIQUE DES OIB.

*Lors des deux chapitres précédents, j'ai discuté l'existence de variations isotopiques importantes ne pouvant être associées à une hétérogénéité de la source profonde des magmas. Ces variations sont liées à des processus de faible profondeur se produisant au cours de la remontée des magmas à travers la lithosphère océanique et la croûte principalement.*

*Le filtrage des interactions locales appliquées aux variations isotopiques mesurées dans les basaltes des archipels du Cap Vert et des Açores montre que la source des magmas de ces deux archipels est relativement homogène. Ce constat est paradoxal au regard de l'hétérogénéité, en terme de composants, requise pour expliquer, notamment, les signatures isotopiques d'He et de Pb.*

*Ces résultats montrent, d'une part, l'influence de l'environnement local, et, d'autre part, celle des différentes lithologies présentes dans les panaches mantelliques. Ce chapitre aura pour but de discuter les deux études locales présentées dans les chapitres précédents en termes de mode d'implication et de composition des réservoirs superficiels, mais également de proposer des pistes de réflexion pour résoudre le paradoxe entre composition isotopique homogène des liquides issus du panache et hétérogénéité de composants dans la source.*

## **I. LES RESERVOIRS SUPERFICIELS**

Les deux études locales développées dans les chapitres précédents montrent l'importance des interactions de faibles profondeurs dans les variations isotopiques mesurées au sein des OIB. Les deux localités ciblées pour ce travail de thèse ont été choisies en fonction du plancher océanique sur lequel elles reposent.

L'archipel du Cap Vert est situé à proximité du continent Africain (toutefois éloigné de la bordure continentale), sur une lithosphère âgée d'environ 120 millions d'années, et par conséquent très épaisse. L'archipel des Açores, quant à lui, est situé en plein centre de l'océan Atlantique Nord, à cheval sur la ride médio-Atlantique. En conséquence, l'épaisseur de la lithosphère sous cet archipel est faible.

Trois observations importantes peuvent être faites à partir des études détaillées de ces 2 archipels. La première est liée au contexte géodynamique dans lequel les panaches mantelliques des Açores et du Cap Vert sont positionnés. La seconde porte sur la part relative de chaque composant assimilé pendant l'ascension des basaltes vers la surface. Enfin, la troisième concerne la relation entre l'échelle géographique d'étude et la topologie isotopique.

### **I.1. L'EFFET DE CONTEXTE SUR LA NATURE DES COMPOSANTS ASSIMILÉS**

A la lumière des conclusions des deux études de détail, le positionnement de l'archipel sur le plancher océanique ne joue pas un rôle clé dans l'importance des interactions superficielles. En effet, pour chaque localité étudiée, les variations des compositions isotopiques ont pu être interprétées comme un mélange entre des liquides issus du panache ayant une composition homogène et plusieurs composants situés dans la lithosphère ou la croûte océanique. Cette observation indique donc que l'échantillonnage des OIB dans une zone où le plancher océanique est jeune ne garantit pas un accès plus aisé à la variabilité isotopique de la source profonde des magmas car la diminution de l'épaisseur de la lithosphère océanique est compensée par la présence d'un système magmatique actif.

La nature des composants identifiés peut cependant varier selon la position de l'archipel sur le plancher océanique. C'est notamment le cas pour le composant isotopiquement appauvri nécessaire pour expliquer les variations mesurées dans ces localités. Au niveau de l'archipel du Cap Vert, ce composant a été identifié à la lithosphère océanique traversée par

les magmas au cours de leur remontée, alors que pour l'archipel des Açores, ce composant se trouve être le manteau supérieur remontant sous la ride médio-Atlantique.

## **I.2. IMPORTANCE RELATIVE DES COMPOSANTS ASSIMILES**

Les variations isotopiques mesurées sur les îles de São Jorge et São Nicolau montrent, dans les 2 cas, 2 alignements vers (i) un composant isotopiquement appauvri ressemblant au manteau supérieur source des MORB, et vers (ii) des MORB plus ou moins anciens formant le plancher océanique. De plus, sur l'île de São Nicolau, un 3<sup>e</sup> mélange est identifié en direction des carbonatites de l'archipel du Cap Vert. Toutefois, il faut noter que deux origines différentes sont avancées pour le composant appauvri : une origine lithosphérique pour l'archipel du Cap Vert, et une origine dans le manteau supérieur, au niveau de la ride, pour l'archipel des Açores.

L'influence de la partie crustale du plancher océanique n'est visible qu'à l'échelle de l'île. A une échelle plus large (archipel), les alignements en direction des anciens MORB représentatifs de la croûte océanique sont en effet très peu distincts des autres alignements. En revanche, les mélanges entre les liquides issus du panache et le composant appauvri de chaque archipel représentent toujours un alignement important à l'échelle régionale. Deux facteurs peuvent être proposés pour expliquer cette différence.

En premier lieu, la composition des laves interagissant avec la croûte océanique est déjà le produit d'un mélange entre les liquides issus de la fusion du panache et le composant isotopiquement appauvri, car la croûte est le dernier réservoir traversé avant la mise en place des laves. Ceci implique que les alignements observés à l'échelle locale sont des mélanges pseudo-binaires (Douglass et Schilling, 2000), dans le sens où ils sont le produit d'un mélange entre deux pôles, dont l'un est déjà issu d'un mélange entre deux composants (Panache-Lithosphère). Cette observation est particulièrement visible sur les basaltes de l'île de São Nicolau où l'alignement en direction des MORB Jurassique croise l'alignement Panache-Lithosphère au milieu de ce dernier, et non au niveau du pôle représentatif de la composition du panache du Cap Vert (fig. IV-1).

En deuxième lieu, le contraste isotopique entre ces réservoirs superficiels est faible. En effet, la croûte et la lithosphère océanique sont respectivement les produits et résidus de fusion du manteau supérieur appauvri lors de la genèse des MORB au niveau des rides médio-océaniques. Ces 3 réservoirs n'ont donc été isolés que sur une échelle de temps égale à celle de l'âge du plancher océanique sur lequel l'archipel s'est mis en place. Cette échelle de temps est trop courte au regard des temps caractéristiques (demi-vies) des

isotopes radioactifs considérés. Le contraste isotopique est lié aux différents processus affectant la croûte océanique entre le moment de sa création et celui de son échantillonnage par les laves au cours de leur remontée vers la surface. Cette histoire peut intégrer une interaction avec un panache mantellique proche au moment de sa genèse (cas des Açores). Ces processus provoquent des modifications toutefois faibles des compositions isotopiques au regard des contrastes observés entre les OIB et le manteau supérieur.

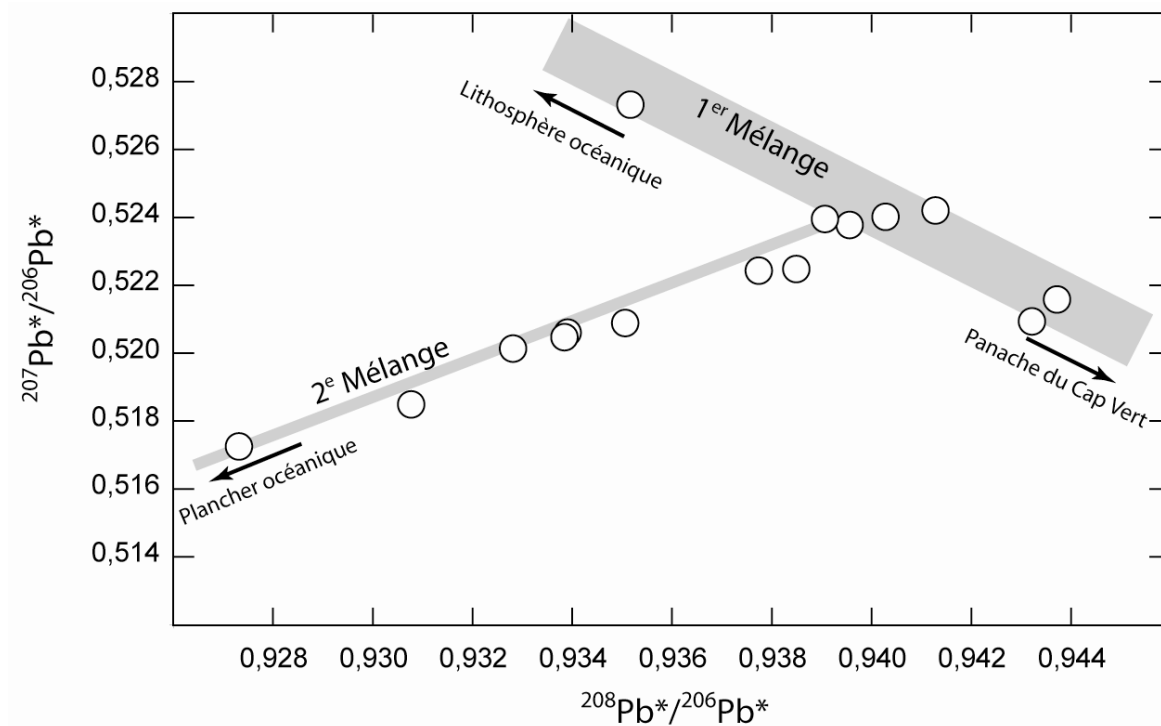


Figure IV-1: Identification de mélanges pseudo-binaires dans les basaltes de l'île de São Nicolau, archipel du Cap Vert. Le premier mélange est le produit de l'interaction entre les magmas issus de la fusion du panache mantellique du Cap Vert avec la lithosphère océanique. Les laves ayant enregistré cette première interaction de faible profondeur assimilent ensuite les MORB Jurassique formant le plancher océanique sous l'archipel. On peut noter que le point de départ de ce 2<sup>e</sup> alignement se situe à une proportion de mélange fixe du 1<sup>er</sup> alignement.



### **I.3. DIVERSITE DES COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DES RESERVOIRS SUPERFICIELS**

La dernière observation sur les interactions de faibles profondeurs est liée à la diversité des compositions isotopiques des pôles de mélanges nécessaires pour expliquer les variations mesurées dans les laves des archipels du Cap Vert et des Açores.

Les laves de ces localités sont expliquées par des mélanges entre des pôles aux compositions, qui, si elles ne sont celles des pôles extrêmes identifiés par Zindler et Hart (1986), peuvent être classées par affinité avec ces derniers. Ainsi, on peut parler (1) de pôle de type EM1 pour les pôles spécifiques aux îles du Sud de l'archipel du Cap Vert et aux îles de Pico et Faial de l'archipel des Açores ; (2) de pôles de type DMM pour le pôle spécifique aux îles du Nord du Cap Vert et le pôle non radiogénique en Sr-Nd-Pb des îles de São Jorge et Terceira, de l'archipel des Açores ; et (3) de 2 pôles de type HIMU, d'une part pour le pôle radiogénique des îles de São Jorge et Terceira (archipel des Açores), et, d'autre part, pour les carbonatites du Cap Vert, qui possèdent des rapports isotopiques de Pb radiogéniques pour des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  appauvris. La composition du pôle spécifique aux basaltes de São Miguel est une exception à l'échelle globale, mais peut être exprimée comme un mélange entre les pôles HIMU et EM2. Enfin le seul pôle de mélange observé au cours de ces deux études n'ayant pas d'affinité particulière avec un pôle extrême est le pôle commun aux îles du Cap Vert, qui bien que possédant des rapports isotopiques de Pb relativement radiogéniques ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 20$ ), est positionné sur la NHRL et est caractérisé par des rapports isotopiques de Sr et Nd situés au milieu de la gamme de variations des OIB.

Il faut noter que sur l'ensemble des pôles ainsi décrits, la majorité a été échantillonnée par les magmas lors de leur remontée à travers la lithosphère océanique. Les pôles de type EM1 sont liés, dans les cas des archipels du Cap Vert et des Açores, à de la lithosphère sous-continentale délamainée lors de processus de rifting. De leur côté, les pôles de type DMM sont respectivement liés à la lithosphère océanique et la ride médio-Atlantique. Les pôles de type HIMU sont de deux origines. Si une origine profonde est proposée pour l'archipel des Açores, les basaltes les plus radiogéniques en Pb de l'archipel du Cap Vert sont liés à l'assimilation de carbonatites, dont la source n'est pas clairement identifiée (Doucance et al., 2007).

Une telle diversité de compositions dans des pôles impliqués au cours d'interactions de faibles profondeurs pose la question de la généralisation de l'approche choisie dans ce travail de thèse à l'échelle globale. En effet, si des variations isotopiques importantes, à la fois en terme d'intensité mais aussi en termes de diversité de compositions, peuvent être



représentatives d'interactions superficielles plutôt que d'hétérogénéités de sources à échelle locale et /ou régionale, alors l'interprétation à échelle globale de la variabilité isotopique des OIB doit être réexaminée. Cette remarque fera l'objet de l'étude menée au cours du prochain chapitre.

## II. LE PARADOXE DES SOURCES DU CAP VERT ET DES AÇORES

Les variations isotopiques mesurées dans les laves des archipels des Açores et du Cap Vert ont été reliées en grande partie à des interactions entre les liquides issus de la fusion du panache mantellique et les réservoirs traversés au cours de la remontée vers la surface. Un résultat important de ces études est que la variabilité isotopique des liquides issus de la fusion des panaches mantelliques des Açores et du Cap vert est bien inférieure à la variabilité isotopique mesurée dans les basaltes.

En effet, pour le panache du Cap Vert, la variabilité isotopique de la source a pu être restreinte à une seule composition, tandis que deux compositions distinctes ont été identifiées au niveau de l'archipel des Açores. Cette homogénéité des rapports isotopiques des sources des magmas est paradoxale au regard de l'hétérogénéité de composants qu'il est nécessaire d'invoquer dans le panache mantellique. En effet, la mesure de rapports de Pb radiogéniques ainsi que des rapports d'He primitifs a été interprétée comme la signature de croûte océanique recyclée et d'un réservoir non dégazé semblable au manteau primitif.

La question centrale de cette partie est celle de la destruction des hétérogénéités mantelliques. Le principal mécanisme invoqué pour cette destruction est le processus de mélange entre les différents composants responsables de cette hétérogénéité (Van Keken et al., 2002), identifiés par les compositions isotopiques mesurées dans les basaltes océaniques. Cependant, comme les alignements observés dans les diagrammes isotopiques ne représentent pas l'hétérogénéité de la source des magmas dans le cas des archipels du Cap Vert et des Açores, d'autres processus sont à explorer.

### II.1. DES SOURCES HOMOGENEISEES ?

Le manque de variations isotopiques dans une série d'échantillons a souvent été considéré comme la conséquence de la fusion d'une source homogène. Cependant, les modèles numériques de Farnetani et al. (2002) ont montré que l'hétérogénéité des panaches mantelliques était conservée lors de leur remontée à travers le manteau. En conséquence, si

les sources des magmas des archipels des Açores et du Cap Vert doivent être considérées comme homogènes, le processus d'homogénéisation des composants présents dans la source doit avoir eu lieu avant leur intégration dans le panache, et donc à l'état solide. La convection mantellique est un processus destructeur des hétérogénéités mantelliques dans le sens où elle réduit leur taille par déformation. L'effet de l'étirement lié au processus de convection sur un réservoir solide est illustré sur la figure IV-2, qui montre l'évolution d'un réservoir de forme ronde dans un milieu convectif au cours du temps. Deux longueurs caractéristiques peuvent être identifiées :  $l_1$  est la longueur du réservoir ainsi déformé et généralement ignorée car plus grande que toutes les longueurs d'ondes d'hétérogénéités observées dans les basaltes océaniques ; en revanche,  $l_2$  décroît exponentiellement avec le temps et représente la longueur d'onde d'échantillonnage du réservoir par les processus mantelliques.

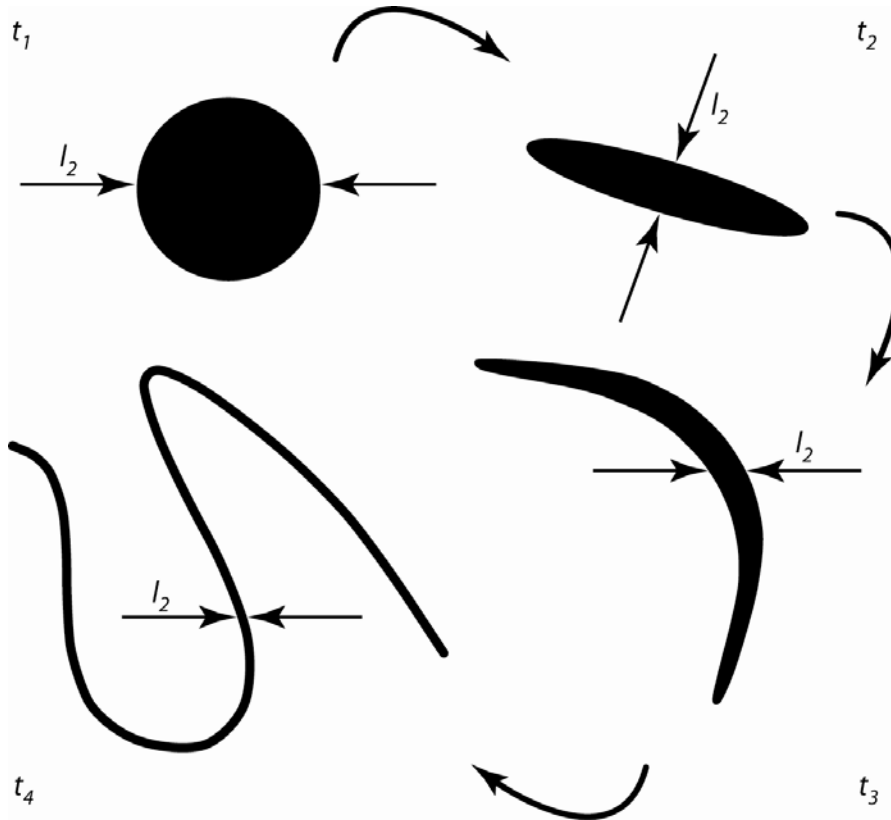


Figure IV-2: Représentation de l'évolution au cours du temps de la déformation d'une hétérogénéité mantellique introduite dans le manteau convectif à un temps  $t_1$  (modifiée d'après Kellogg et al., 2002). L'évolution temporelle se suit dans le sens horaire. La longueur du réservoir déformé ( $l_1$ ) est ignorée (voir texte) et non représentée dans ce schéma. La distance  $l_2$  représente la longueur d'onde d'échantillonnage des hétérogénéités et sa valeur décroît exponentiellement avec le temps.

L'homogénéisation, à l'état solide, d'un mélange entre croûte océanique recyclée et manteau inférieur nécessite la réduction de fragments de croûte océanique recyclée. La croûte océanique subduite, originellement d'une épaisseur d'environ 7 km, doit être réduite à des fragments d'une taille suffisamment petite pour permettre une diffusion efficace des éléments chimiques vers le manteau inférieur environnant. L'équation IV-A permet de calculer l'évolution de la longueur  $l_2$  dans le temps (modifiée d'après Kellogg et al., 2002) :

$$l_2 = l_2^0 \cdot e^{\left(-t/\tau_{stir}\right)} \quad \text{Eq. IV-A}$$

où  $l_2^0$  est la valeur initiale de la longueur  $l_2$ ,  $t$  est le temps pendant lequel le fragment de croûte océanique a été dans le système convectif, et  $\tau_{stir}$  est le temps caractéristique d'étirement. Ce temps caractéristique est fonction du dynamisme du manteau et représente le temps nécessaire à diminuer la longueur  $l_2$  d'un facteur  $e$ . Kellogg et al. (2002) ont utilisé une valeur du paramètre  $\tau_{stir}$  allant de 250 à 750 millions d'années.

L'évolution de la longueur  $l_2$  en fonction du temps pour différentes valeurs du paramètre  $\tau_{stir}$  comprises dans l'intervalle défini par Kellogg et al. (2002) est représentée dans la figure IV-3. La taille des fragments de croûte océanique décroît plus vite lorsque l'on utilise une valeur faible du temps caractéristique d'étirement et peut atteindre des valeurs de l'ordre de la dizaine de centimètres en 2,5 Ga pour la plus faible valeur  $\tau_{stir}$  envisagée. Cette distance est à mettre en comparaison avec les temps caractéristiques de diffusion pour les éléments chimiques dans un manteau cristallin. A titre d'exemple, Hofmann et Hart (1978) ont montré que le temps de diffusion du Sr à l'échelle du cm dans un manteau complètement cristallin était de l'ordre du milliard d'années.

En conséquence, l'homogénéisation d'un mélange manteau inférieur – croûte océanique recyclée à l'état solide paraît irréaliste en raison du temps nécessaire à la diminution de la taille des hétérogénéités liées au recyclage de la croûte océanique et du temps de diffusion à l'état solide. Ce constat implique que les sources des basaltes de l'archipel du Cap Vert et des Açores contiennent bien 2 composants aux compositions isotopiques distinctes.

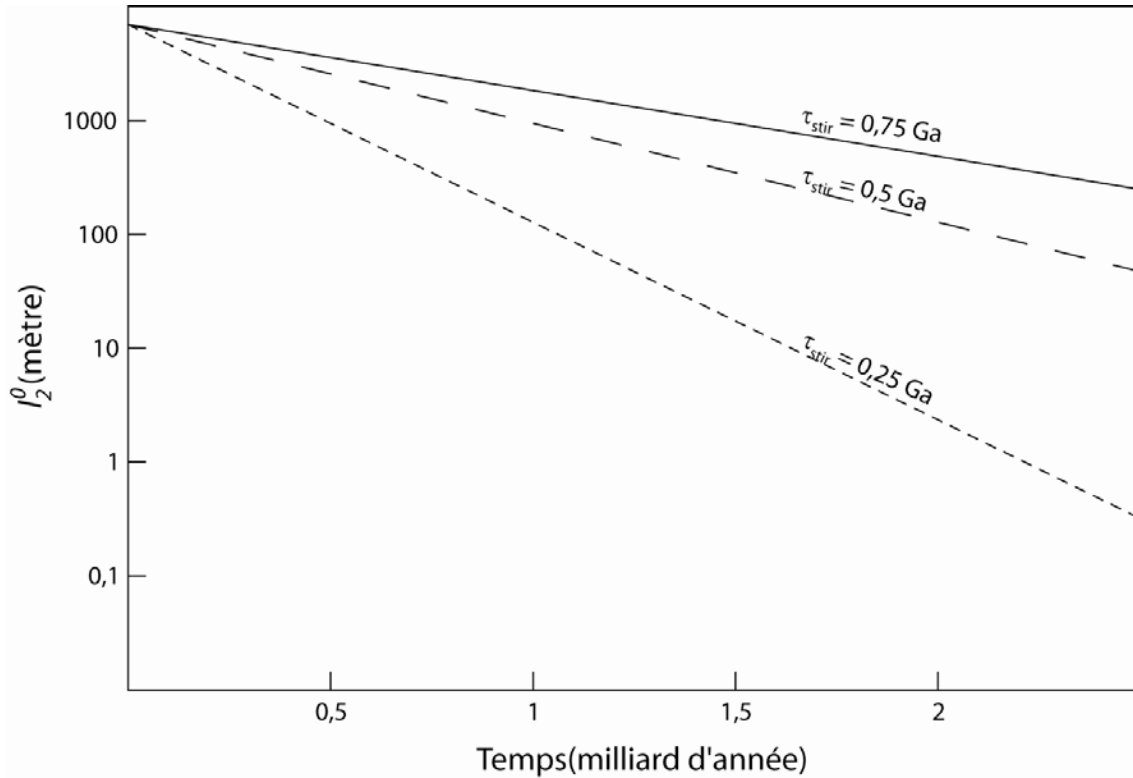


Figure IV-3: Evolution de la longueur d'onde d'échantillonnage ( $l_2$ ) d'une portion de croûte océanique recyclée au cours de son temps de résidence dans le manteau convectif. Cette évolution dépend du paramètre  $\tau_{stir}$  qui représente temps nécessaire à diminuer la longueur  $l_2$  d'un facteur e. La gamme de paramètre utilisée est celle donnée par Kellogg et al. (2002).

## II.2. DES MELANGES DE LIQUIDES ?

Si l'homogénéité des compositions isotopiques de la source des OIB n'est pas due à une l'homogénéisation de la source à l'état solide, elle doit être atteinte par le biais des produits de fusion du panache. 2 cas sont envisageables : (i) le mélange se fait par le biais de la fusion partielle ; (ii) chaque lithologie fond séparément et les liquides sont ensuite mélangés de manière très efficace au cours de leurs remontée.

### II.2.1. LE ROLE DE LA FUSION PARTIELLE

L'utilisation des rapports isotopiques pour tracer les sources des magmas dans le manteau est liée à l'équilibre isotopique (Hofmann et Hart, 1978). Ce processus est valable à échelle locale et, initialement, invalidait l'idée que la fusion des sources mantelliques se faisait en déséquilibre. Par analogie, un tel processus peut-être appliqué aux sources hétérogènes.

La diffusion plus rapide des éléments dans les milieux partiellement fondus permet d'homogénéiser des hétérogénéités mantelliques si celles-ci ont des tailles allant jusqu'au mètre, sur des échelles de temps de l'ordre de la centaine de milliers d'années. Cependant, les échelles de temps de ségrégation des magmas sont certainement plus courtes et pourraient être de l'ordre du millier d'années (MacLennan et al., 2002). De tels temps de ségrégation ne remettent cependant pas en cause l'équilibre isotopique à l'échelle du grain et donc l'utilisation des rapports isotopiques comme traceurs de sources. En revanche, ils imposent une très faible longueur d'onde des hétérogénéités mantelliques dans la source des OIB pour obtenir une composition isotopique homogène.

De telles longueurs d'ondes peuvent être obtenues par les biais de la convection mantellique mais il est possible qu'elles ne soient pas suffisamment abondantes pour jouer un rôle significatif en termes de réservoir (Kogiso et al., 2004). De plus, les temps de résidence dans le manteau convectif nécessaires pour obtenir des hétérogénéités aussi fines (cf. § II-1) sont supérieurs aux âges de recyclage obtenus par la modélisation à deux stades des rapports isotopiques de Pb (Chauvel et al., 1992). Cependant, les sources hétérogènes produisant les OIB subissent une étape de déformation supplémentaire pendant la remontée des panaches mantelliques. Farnetani et al. (2002) ont montré que les taux d'étirement dans les panaches étaient très importants, et des hétérogénéités ponctuelles situées au point de départ d'un panache mantellique allaient former des filaments au cours de la remontée de ce dernier (fig. IV-4). Ainsi, la longueur d'onde des hétérogénéités au sein des sources des OIB dépend fortement de la déformation à l'intérieur du panache. Cependant, ces taux de déformation ne sont pas quantifiés actuellement et une discussion plus avancée est par conséquent difficile.

Si l'on admet que la réduction de la longueur d'onde des hétérogénéités mantelliques est possible par déformation au sein du panache mantellique, il faut noter que ce processus n'est pas actuellement pris en compte dans les études d'OIB. En effet, la présence de « filaments » hétérogènes est actuellement proposée pour expliquer les hétérogénéités observées à échelle très fine au sein d'une même localité comme, par exemple, les chaînes volcaniques Loa et Kea à Hawaii (Abouchami et al., 2005). Il est toutefois possible que diverses tailles de filaments coexistent, certaines assez fines pour que les hétérogénéités de compositions isotopiques soient effacées lors de la fusion partielle et qui seraient échantillonnées par la source du volcanisme de l'archipel du Cap Vert et des îles de São Jorge/Terceira, et d'autres assez grandes pour conserver leur compositions isotopiques distinctes, comme les sources du volcanisme de l'île de São Miguel ou des chaînes Loa et Kea à Hawaii.

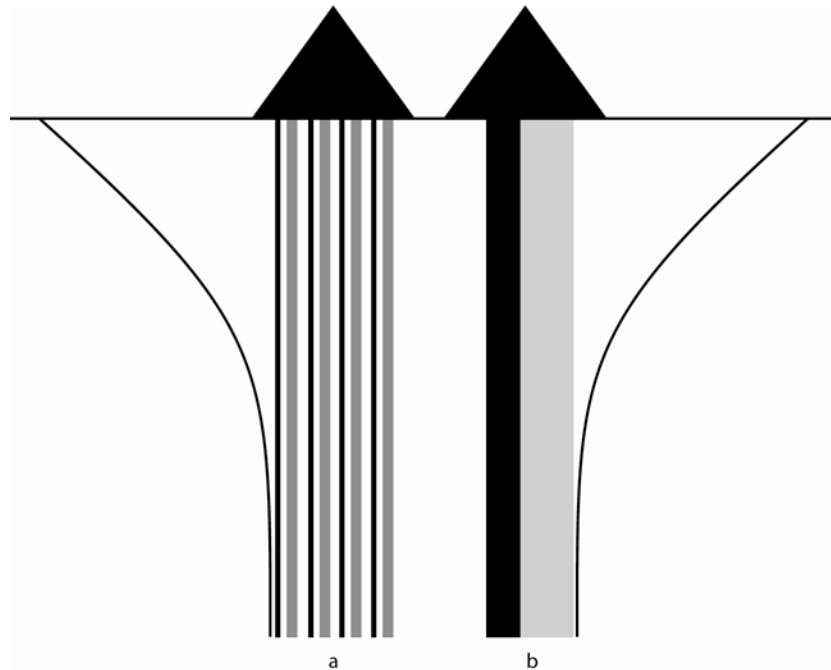


Figure IV-4: Schéma de la répartition en taille de filaments hétérogènes au sein d'un panache mantellique. (a) Les filaments de faibles diamètres, bien qu'étant caractérisés par des compositions isotopiques distinctes, peuvent être homogénéisés lors du processus de fusion partielle, par le biais de la diffusion rapide des éléments dans les milieux partiellement fondus. (b) Les filaments de diamètres importants sont trop gros pour être homogénéisés par diffusion lors de la fusion partielle, en conséquence, les liquides formés auront des signatures isotopiques diverses traduisant l'hétérogénéité, en termes de composants, de la source.

### **II.2.2. DES MELANGES TRES HOMOGENES**

Si la taille des hétérogénéités dans la source des OIB ne permet pas leur homogénéisation au cours du processus de fusion partielle, alors une composition homogène ne peut être obtenue que par un mélange de liquide. Ce mélange doit être extrêmement homogène afin que les basaltes n'échantillonnent qu'une seule proportion de mélange. La description de ce processus doit prendre en compte le lieu du mélange. En effet, il est improbable que celui-ci ait lieu en dehors du panache, pendant la remontée des liquides vers la surface, car ceux-ci interagiraient avec la lithosphère océanique ou un autre composant d'origine superficielle avant d'être mélangés. En conséquence, le mélange de liquide doit avoir lieu au niveau du panache mantellique.

Les sources hétérogènes envisagées pour les archipels du Cap vert et des Açores contiennent 2 composants : d'une part une croûte océanique recyclée, dont l'âge de recyclage varie entre 1,3 milliard d'années pour les Açores et 2 milliards d'années pour le

Cap Vert ; et d'autre part, du matériel de type manteau inférieur. En terme de lithologies, ces deux composants peuvent être respectivement identifiés à une pyroxénite et une péridotite.

Le comportement de ce type de sources au cours de la fusion partielle est un sujet de recherche intense en pétrologie expérimentale pour expliquer la présence de la signature du grenat dans les MORB (Hirschmann et Stolper, 1996). Le résultat majeur de ces études est que les pyroxénites croisent leur solidus à plus grande profondeur que les péridotites. Petermann et Hirschmann (2003) ont ainsi estimé qu'une pyroxénite pouvait déjà avoir atteint un taux de fusion de 60% au moment où la péridotite croise son solidus.

Il est donc possible qu'une péridotite à l'état solide et des liquides pyroxénitiques coexistent au sein du panache mantellique, si ces derniers ne sont pas ségrégés immédiatement après leurs formations. Dans ce cas, les produits de fusion des pyroxénites sont prisonniers d'une matrice de péridotite formant le panache mantellique. Une fois arrivée au niveau de son solidus, la péridotite commence à fondre, permettant alors à la fois de libérer les liquides pyroxénitiques non ségrégés, mais aussi de débiter le processus de mélange. Dans un tel cas de figure, la fusion de la péridotite va permettre l'ouverture de canaux permettant la ségrégation simultanée de tous les liquides, assurant ainsi un mélange efficace.

### III. CONCLUSIONS DE CE CHAPITRE

Ce chapitre résume les observations majeures faites sur deux études de détails de la variabilité isotopique des OIB à échelle locale. Dans un premier temps je me suis intéressé aux effets du contexte géodynamique sur les interactions de faibles profondeurs ainsi que les relations entre les alignements isotopiques et les différents réservoirs superficiels impliqués pendant ces interactions. Il en ressort que le positionnement sur le plancher océanique n'influence pas la quantité d'interactions, cependant, la nature des composants impliqués est différente, notamment pour le composant appauvri. Celui-ci se trouve être la lithosphère océanique lorsque le panache est localisé sur un plancher océanique vieux, alors qu'il est identifié à du matériel en provenance de la ride médio-océanique lorsque le panache est situé sur un plancher océanique jeune. De même, j'ai montré que, quelque soit le contexte géodynamique, les composants superficiels interagissant avec les magmas issus de la fusion du panache ont des compositions isotopiques très diverses et pouvant être reliés à 3 pôles mantelliques (DMM, EM1, HIMU) sans toutefois atteindre les compositions les plus extrêmes mesurées pour ces pôles. L'échantillonnage de telles compositions à des niveaux

superficiels (entre la zone de fusion partielle dans le panache et la zone de mise en place des magmas) à échelle locale montre qu'il est important d'examiner à nouveau les conclusions à échelle globale sur la présence des ces pôles au sein des panaches mantelliques.

Dans un second temps, j'ai discuté différents processus pouvant expliquer le paradoxe entre l'homogénéité observée des compositions isotopiques des sources des basaltes des archipels du Cap Vert et des Açores, et leur hétérogénéité en termes de composants. L'homogénéisation à l'état solide a pu être rejetée en raison d'un temps de résidence dans le manteau convectif nécessaire trop long au regard de l'âge des morceaux de croûte océanique recyclée identifiée dans les panaches mantelliques. Deux hypothèses sont ensuite proposées, en lien avec la fusion partielle du panache mantellique. La première est basée sur la taille des hétérogénéités au sein de la source et de leur homogénéisation directe par fusion partielle. Ce processus nécessite des longueurs d'ondes d'hétérogénéités très faibles, qui peuvent potentiellement être atteintes par une déformation intense au sein du panache mantellique. Une alternative est que les liquides pyroxénitiques, formés plus en profondeurs que les liquides périclitiques, ne soient pas ségrégés après leurs formations. De cette manière, tous les liquides seraient libérés simultanément au moment de la fusion partielle du composant périclitique du panache mantellique, favorisant un mélange très efficace entre les deux produits de fusion. Il est important de noter que ces deux processus liés à la fusion partielle du panache ne sont pas exclusifs.



## **BIBLIOGRAPHIE :**

- Abouchami W., Hofmann A.W., Galer S.J.G., Frey F.A., Eisele J. et Feigenson M., 2005. Lead isotopes reveal bilateral asymmetry and vertical continuity in the Hawaiian mantle plume. *Nature* **434**, 851-856.
- Chauvel C., Hofmann A.W. et Vidal P., 1992. HIMU-EM: the French Polynesian connection. *Earth Planet. Sci. Lett.* **110**, 99-119.
- Doucélance R., Mata J., Moreira M. et Silva L.C., 2007. Isotopes evidence for the origin of Cape Verde oceanic carbonatites. *17th V.M. Goldschmidt Conf. Geochim. Cosmochim. Acta* **71(15)**, A233.
- Douglass J. et Schilling J.-G., 2000. Systematics of three-component, pseudo-binary mixing lines in 2D isotope ratio space representations and implications for mantle plume-ridge interaction. *Chem. Geol.* **163**, 1-23.
- Farnetani C.G., Legras B. et Tackley P.J., 2002. Mixing and deformations in mantle plumes. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **196**, 1-15.
- Hirschmann M. M. et Stolper E. M., 1996. A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the "garnet signature" in MORB. *Contrib. Mineral. Petrol.* **124**, 185-208.
- Hofmann A.W. et Hart S.R., 1978. An assessment of local and regional isotopic equilibrium in the mantle. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **38**, 44-62.
- Keken P.E. van, Hauri E.H. et Ballentine C.J., 2002. MANTLE MIXING: The Generation, Preservation, and Destruction of Chemical Heterogeneity. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* **30**, 493-525.
- Kellogg J.B., Jacobsen S.B. et O'Connell R.J., 2002. Modeling the distribution of isotopic ratios in geochemical reservoirs. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **204**, 183-202.
- Kogiso T., Hirschmann M.M. et Reiners P.W., 2004. Length scales of mantle heterogeneities and their relationship to ocean island basalt geochemistry. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **68**, 345-360.
- MacLennan J., Jull M., McKenzie D., Slater L. et Grönvold K., 2002. The link between volcanism and deglaciation in Iceland. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **3**, doi:10.1029/2001GC000282.
- Zindler A. et Hart S.R., 1986. Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.* **14**, 493-571.

---

## CHAPITRE V

---

# IFP VERSUS HETEROGENEITE DE SOURCE : IMPLICATIONS SUR LA TOPOLOGIE MANTELLIQUE

*L'interprétation classique des variations isotopiques mesurées dans les OIB est le mélange en proportions variables de composants situés dans la source des panaches mantelliques. Le travail mené dans les chapitres précédents montre pourtant qu'une part importante de la variabilité isotopique des OIB peut ne pas être d'origine profonde. Ceci peut donc amener à revoir une partie de la topologie mantellique, en grande partie basée sur la variabilité isotopique de tous les OIB.*

*Dans ce chapitre, je mènerai une étude globale de l'influence des IFP sur la topologie mantellique. Pour cela, j'isolerai l'information de source spécifique à chaque archipel étudié de l'information dérivée d'interactions de faibles profondeurs. Je réintroduirai ensuite ces nouvelles compositions dans la variabilité isotopique globale des OIB afin de ré-examiner la topologie mantellique. Après avoir discuté les implications sur les pôles extrêmes définis par les OIB (HIMU, EM1, EM2), j'apporterai une attention particulière sur l'existence et les caractéristiques d'un composant commun aux sources des panaches mantelliques.*

## **I. RESUME ETENDU DE L'ETUDE**

Les compositions isotopiques mesurées dans les OIB ont montré la nature complexe de leurs sources mantelliques. A l'échelle globale, les variations de ces compositions ont été interprétées comme des mélanges en proportions variables entre différents composants présents dans la source des basaltes. Cependant, les études à l'échelle locale des îles de São Nicolau (archipel du Cap Vert) et São Jorge (archipel des Açores) ont montré la forte influence de composants superficiels (non localisés dans le panache mantellique) assimilés au cours de la remontée des magmas dans la variabilité isotopique.

Les compositions isotopiques des matériels assimilés sont diverses et balayent une grande part de la gamme de variation mesurée dans les OIB. De fait, si à l'échelle locale, les alignements isotopiques observés peuvent être expliqués par des interactions superficielles, la question se pose de l'effet de ces interactions sur les mêmes mélanges observés à échelle globale.

Cette étude généralise à l'échelle globale les résultats obtenus à l'échelle locale en se focalisant sur les localités jouant un rôle clé dans la définition de la variabilité isotopique des OIB. Les localités visées sont celles où les pôles de mélanges extrêmes ont été mesurés : (i) l'archipel de Tristan da Cunha et la ride de Walvis ainsi que l'île de Pitcairn et les volcans sous-marins associés pour le pôle EM1 ; (ii) l'archipel des Samoa et les îles de la Société pour le pôle EM2 ; l'île de Saint Hélène et la chaîne volcanique des Australes-Cook pour le pôle HIMU. A ces localités sont additionnées des archipels dont les basaltes montrent des compositions intermédiaires mais situés à différentes positions sur le plancher océanique : (i) l'archipel des Açores, situé sur une lithosphère jeune et peu épaisse ; (ii) les archipels du Cap Vert et des Comores, positionnés sur une lithosphère vieille et épaisse.

Pour chaque localité, les variations d'origines superficielles sont identifiées et filtrées afin de discuter la variabilité isotopique des OIB liée aux hétérogénéités de source. Ce tri mène le plus souvent à la suppression d'un composant appauvri, identifié comme la lithosphère océanique sous-jacente aux édifices volcaniques. Pour autant, ce tri ne sous-entend pas qu'un composant appauvri identifié dans la variabilité isotopique d'une localité est uniquement du à l'influence de la lithosphère océanique. En effet, la présence de lithosphère océanique recyclée dans les panaches mantelliques d'Hawaii et d'Islande a été montrée par les études de Lassiter et Hauri (1998) et Skovgaard et al. (2001). Cependant, l'argument principal sur lequel repose l'implication de ce composant est une corrélation Os-O observée dans les laves de ces localités. L'Os est un élément compatible et donc enrichi dans les

résidus de fusion tel que la lithosphère océanique, alors que le Sr, le Nd et le Pb sont incompatibles, et donc très appauvris dans de tels composants. La possibilité existe donc qu'un tel composant soit présent dans la source des OIB, sans pour autant que sa présence se reflète dans les compositions isotopiques de Sr, Nd et Pb.

Les variations identifiées comme représentatives des sources respectives des basaltes échantillonnées dans les localités étudiées sont ensuite replacées au sein du tétraèdre mantellique de Hart et al. (1992). La comparaison entre les variabilités isotopiques observées avant et après filtrage des interactions de faibles profondeurs montre que la *FOcal ZOne*, et censée être un réservoir primitif (non dégazé) commun à tous les OIB n'est plus nécessaire. En effet, les variations filtrées ne semblent plus se rejoindre au niveau d'une composition précise indiquant que si un composant primitif est présent dans les sources de certains OIB, il n'est pas échantillonné par tous les panaches mantelliques.

## II. « SHALLOW-LEVEL INTERACTIONS AND OIB GEOCHEMICAL SIGNATURE : IMPLICATIONS FOR MANTLE TOPOLOGY. »

Marc-Alban Millet, Régis Doucelance et Pierre Schiano  
*Article en preparation*

### II.1. INTRODUCTION

Oceanic Islands Basalts (OIB) associated with hot spots, together with Mid-Ocean Ridge Basalts (MORB), provide good means to access the mantle composition. Multi-isotopic studies of OIB, for example, have revealed sufficient variations to allow the definition of several mantle endmembers, termed DMM, HIMU, EM1 and EM2 (Zindler et al., 1982; Allègre and Turcotte, 1985; White, 1985; Zindler and Hart, 1986; Allègre et al., 1986/1987). Although the existence of these endmembers is now widely accepted, no consensus has been reached about their exact nature. Do they represent individual reservoirs composed of pure components, or mixtures of two (or more) components? Do they reflect recycling of subducted crustal materials, or one or more processes of intra-mantle differentiation? Conversely, do they correspond only to extreme values in isotopic diagrams without any geodynamical significance?

Some continental basalts, such as flood basalts are also related to mantle plumes (Richards et al., 1989, White and McKenzie, 1989). Their study, however, is complicated by the possible interaction of melts with continental crust during ascent. Although such contamination cannot be invoked for OIB, shallow-level interactions also exist in an oceanic context and can alter the chemical and isotopic signatures of melts issuing from plume melting. They include, from top to bottom: i) seawater interaction (Dasch et al., 1973; Menzies and Seyfried, 1979; Dupré et al., 1982, Resing and Sansone, 2002) and ii) lithospheric (oceanic lithosphere and oceanic crust) contamination by enriched or depleted material (Assimilation and Fractional Crystallization (AFC) and Plume-Lithosphere Interaction (PLI) processes, see DePaolo, 1981; Späth et al., 1996; Class and Goldstein, 1997; Class et al., 1998).

At the surface level, interaction between seawater and basalts during submarine and sub-atmospheric stages (contamination via water sprays) may significantly affect OIB isotopic signatures. Seawater is indeed characterized by a radiogenic Sr composition ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \sim 0.7092$ ; cf. Menzies and Seyfried, 1979) and is concentrated in this element (7720  $\mu\text{g/L}$ ; Menzies and Seyfried, 1979) relative to other elements of interest in chemical geodynamics

Therefore, seawater interaction may result in an increase of both  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  isotopic ratio and Sr content of OIB (Dasch et al., 1973; O'Nions and Panckhurst, 1974), mainly by secondary calcite crystallization. Several studies have focused on the way to see through sea-water interaction and reveal the initial Sr isotope ratios of basalts. For instance, Dupré et al. (1982) have leached basaltic samples from Terceira Island (Azores) with hot HCl before acid digestion and chemical separation. Following this procedure, they have shown a coherent behavior of Sr and Pb (the latter is unchanged by seawater interaction) isotopes. Leachates measurements, however, present a  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  value that is intermediate between samples and seawater. This suggests that the leaching experiments represent only partial attacks on the sample powders rather than a single and complete removal of the secondary alteration phases; in fact it appears that part of the unaltered basalt is also dissolved during the leaching procedure, implying that trace-element contents of residues are not fully representative of the unaltered basalts. By consequence, this also implies that the leaching procedure is limited to recent samples (i.e. recent enough not to need the knowledge of Rb/Sr ratios for decay corrections).

At sub-surface levels, contamination processes can occur and consist of mixing plume melts with the various lithologies encountered throughout their ascent. In the classical OIB context, these lithologies are the oceanic crust (altered or not) and the lithospheric mantle, being hosts of AFC and PLI, respectively.

The classical AFC sketch model involves a magma chamber located in the crust, where magmas both crystallize and are mixed with host material and previous melts that have not yet been drained out. From a more physical point of view, the initial heat of magmas is usually not sufficient to induce significant wallrock melting. The additional heat necessary for melting comes from the crystallization of mineral assemblages within the magma chamber during magma cooling. Consequently, the more the melts differentiate via fractional crystallization, the more they can assimilate magma chamber wallrocks.

In the early 80's, Taylor (1980) and DePaolo (1981) developed quantitative models for magma evolution during ascent and emplacement. Widely used since publications, they are however based on mass balance considerations only. There are no physical constraints, neither for the amount of assimilated material by plume melts, nor for the link between this amount and the extent of fractional crystallization. Moreover, a basic assumption of AFC modelling concerns the wallrock assimilation, which is always assumed to take place without chemical fractionation (i.e. assimilation of bulk fragments instead of partially molten material). This last point has been emphasized by numerical modeling and laboratory experiments on magma chamber processes (Huppert, 1989; Tait and Jaupart, 1989; Koyaguchi and Kaneko, 1999; Kaneko and Koyaguchi, 2004), which demonstrated that partial melting of wallrocks

occurs at both the roof and the floor of the magma chamber. This implies that wallrocks are being chemically fractionated during assimilation.

Taking into account these physical considerations, Spera and Bohrsen (2001) developed a new model of AFC based on mass, species and energy conservation. In this model, the rate of assimilation/crystallization is considered to be variable and is expressed as a function of the thermodynamic properties of the magma-wallrock system. Furthermore, the assimilation of extracted anatectic melts that are produced by fractional melting of wallrocks is considered and taken into account. This model, however, requires a large amount of input information (magma and wallrock temperatures, magma and wallrock heat capacities, enthalpy of crystallization).

It has to be noted that significant amount of differentiation is required in order to produce a volume of wallrock melt that will alter the isotopic information of the pristine melt. Hence, AFC process tends to produce relatively evolved lavas that are classically not used for mantle source investigations. The only alternative in order to produce basaltic melts with isotopic compositions modified by AFC would be to assimilate a component that is extremely different in terms of isotopic composition.

This last point makes basaltic samples more likely to reflect PLI influence. This has been invoked in the past fifteen years for various oceanic localities, namely Hawaii (post-erosional basalts: Kurz et al., 1996; Lassiter et al., 2000), Grande Comore (Späth et al., 1996; Class and Goldstein, 1997; Class et al., 1998; Claude-Ivanaj et al., 1998), Pitcairn seamounts (Woodhead and Devey, 1993), and the Azores (Moreira et al., 1999). From an isotopic point of view, PLI corresponds to simple binary mixing between plume melts and a component that resembles lithospheric mantle, whether oceanic or continental. It must be noted, however, that the term “lithosphere” is somewhat hypothetical as there is no clear evidence for this component implied in this process actually being located in the lithospheric mantle. To date, there is still a strong debate on the origin of this mixing, as some authors have argued that in some localities, the so-called lithospheric material would have been recycled and be part of the plume sources.

In this paper, we firstly will emphasize the role of OIB isotopic variability in the understanding of mantle topology, and, more specifically, the role of mixing trends between endmembers into the finding of mantle components, especially one that would be common to all mantle plumes sources. Then we will discuss some localities based on literature data. These localities will be chosen on their respective importance in defining mantle topology. Hence, we will focus on the classical extreme endmembers (EM1: Pitcairn seamounts and Tristan da Cunha hotspot; EM2: Samoan and Society Islands; HIMU: Austral-Cook archipelago and St Helena Island) but also on islands groups displaying intermediate isotopic



compositions but located over lithosphere of various ages (young oceanic floor: Azores archipelago; old floors: Cape Verde and Comores archipelagos). Finally, we will show how distinguishing shallow-level interactions from the global measured isotopic signature allows the plume compositions to be better constrained, thus permitting mantle heterogeneities to be identified. In particular, we will use this procedure to discuss the nature and ubiquity of a common component (FOZO, PHEM, C) that has been proposed on the basis of global OIB isotopic data (Hart et al., 1992; Farley et al., 1992; Hauri et al., 1994; White, 1995; Workman et al., 2004).

## **II.2. FROM MIXING TRENDS TO MANTLE RESERVOIRS**

OIB compositions and plume signatures can differ due to shallow-level interactions. In this part we are going to speculate about the implications of such modifications in terms of mantle endmembers and mantle reservoirs, with a focus on the “common component” debate.

Local and global OIB studies carried out over the past four decades have established the heterogeneity of mantle isotopic compositions. Apart from the DMM endmember defined by the least radiogenic MORB signature (Allègre and Lewin, 1989) or by the Pacific MORB average (Hofmann, 1997), all mantle endmembers have been associated either with oceanic islands (for example Mangaia and/or St Helena for the HIMU endmember) or oceanic island samples (most Sr radiogenic samples from Malumalu seamount, Samoan chain, for EM2). Therefore OIB data play an important role in mantle models. These models have mainly focused on 1) the origin of isotopic heterogeneities within the general framework of chemical geodynamics, and 2) convection of the Earth’s mantle.

Among the main questions related to isotopic endmembers is the existence of a primitive or near-primitive component located in the deep mantle. Such a reservoir may not have undergone mantle differentiation (after formation of the core) and should approximate the composition of the Bulk Silicate Earth (BSE), which represents the composition of the combined mantle and crust for lithophile elements (undifferentiated silicate Earth). Being undifferentiated (or almost), the deep mantle (or lower mantle) does not appear as an endmember in classical binary Sr-Nd-Pb isotope variation diagrams, as heterogeneities registered by the isotopic composition of these elements are mainly related to recycling processes. Noble gases, however, are supposed to be undegassed (or almost undegassed, see Kurz et al., 1982) in the lower mantle, making their systematics an efficient tool to track this reservoir.

Using global OIB data compilations, several authors have proposed that the lower mantle is present as a common component in all plume sources. The first study dealing with the idea



of a common component was that of Hart et al. (1992). Based on the Sr–Nd–Pb isotope data projection in the tetrahedron formed by the four “classical” endmembers DMM, HIMU, EM1 and EM2, the authors defined the geometric location where most mixing arrays seem to join as the FOZO component (for FOcal ZOne) and interpreted it to be the lower mantle. This component displays a Sr–Nd–Pb isotopic composition far different from that of the BSE (Allègre and Lewin, 1989), even taking into consideration its rather large margin of errors due to the non-linear, hyperbolic mixing arrays in the tetrahedron projection. Subsequent studies (Hauri et al., 1994; Workman et al., 2004) gave new isotopic compositions for the FOZO component and refined its margin of error, but also identified the FOZO component as the lower mantle. A similar approach, that is to say converging mixing trends in isotope variation diagrams, was used by Farley et al. (1992) and White (1995) to define the PHEM (Primitive Helium Mantle) and C (Common) components, adding He isotopes for the former, and restricting data to the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  diagram for the latter. As for the FOZO component, PHEM has been identified as the lower mantle. This is not the case, however, for the C component. Both PHEM and C components have depleted Sr and Nd isotopic ratios and radiogenic Pb isotopic ratios relative to BSE, which implies a significant amount of differentiation over a geological timescale to explain the lower mantle composition. More recently, Ellam and Stuart (2004) also proposed the existence of a common component to all plume sources on the basis of olivine-hosted inclusions in basalts from Baffin Island (Stuart et al., 2003) with fairly depleted (MORB-like) Sr and Nd isotopic compositions and He ratios up to 50  $R/R_A$  ( $^4\text{He}/^3\text{He} \sim 14,500$ ). The authors noted that these endmember compositions explain isotopic variations observed in the Proto-Iceland Plume trend (PIPt) and inferred the latter to represent mixing between the so-called Helium Recharged Depleted Mantle (HRDM, which corresponds to mixing of depleted mantle with primordial material) and Enriched Mantle Average (EMA, thought to be the ambient heterogeneous mantle sampled at degrees of melting that are characteristic of OIB) endmembers. They also observed that most OIB suites form a trend between PIPt and one of the other mantle endmembers, but that they are never on the further side of it. Furthermore, for a given OIB trend, the sample which lies closest to the PIPt always displays the highest  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratio, thus making the mixing between HRDM and EMA a common feature of OIB.

Following the mass balance equations of Allègre and Lewin (1989), the composition of the lower mantle has been computed by Doucelance et al. (2003). Calculations are based on two assumptions: (1) there is a two-layer mantle convection whose interface corresponds to the 670 Km seismic discontinuity; and (2) depletion of the mantle by continental crust extraction affects a portion that is larger than the actual upper mantle (Jagoutz et al., 1979; Allègre et al., 1983; Hart and Zindler, 1986). Consequently, the lower mantle composition results from

the mixing between Depleted Mantle Material (DMM) and primitive (BSE-like) material. Due to the small proportion of DMM, the lower mantle displays isotopic compositions close to those of the BSE, although with lower Sr and Pb and higher Nd isotopic ratios than the BSE. Table 1 compares the Lower Mantle (LM) isotopic composition computed in Doucelance et al. (2003) to common component compositions (FOZO, PHEM), also presumed to represent the lower mantle, as well as BSE (comparison with HRDM is not possible as Pb isotope data are not available). Within range of error, all common components and LM present depleted compositions relative to BSE in the  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  diagram. The only difference concerns the amount of depletion, which is variable from one component to another. Pb isotopes, however, show more contrasting results. FOZO and PHEM display more radiogenic  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratios than BSE, implying long-term enrichment in  $^{238}\text{U}$ . Conversely, LM, as noted above, is less radiogenic than BSE for Pb isotopes. These observations show that there is currently no consensus about the isotopic composition of the lower mantle.

### **II.3. FILTERING THE OIB ISOTOPIC VARIABILITY**

Compositions of the common component taken to be the lower mantle are generally derived from studies that interpret all OIB data as source representative. In the introduction section, we have shown that this assumption must be questioned since shallow-level interaction processes can strongly affect pristine OIB compositions. Here, we assess the part of the isotopic variations of certain OIB trends that cannot be related to mantle plume sources. We do this on measured basalts taken from the GEOROC database (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de>) for 9 archipelagos selected for their isotopic compositions (OIB extreme endmembers) or their relative position over the oceanic floor. In each dataset, samples have been sorted in order to only keep samples with  $\text{SiO}_2$  weight content lower than 50% for which Pb isotopes measurements have been carried out. This selection allows considering only the most primitives terms of the volcanic series and put the maximum constraints on the Pb-Pb diagrams, in which mixing are represented by straight lines.

#### **II.3.1. The extreme mantle endmembers**

Extreme endmembers are important in the mantle topology as they may represent the closest composition to pure components present in mantle sources. In other words, they define the shell of the OIB isotopic variability. They are also defined in localities that display

great isotopic variations, playing a key role in studies that use the junction of several mixing trends to determine a common component.

In the following part, we will take the localities of each extreme endmembers (EM1, EM2, and HIMU) and discuss the origin of their isotopic variations.

### **II.3.1.1. *Enriched Mantle 1 (EM1)***

The EM1 endmember has been identified in lavas from different localities, notably Tristan da Cunha (south Atlantic) and Pitcairn (Pacific) where it shows extreme isotopic compositions.

#### *Tristan hot spot*

The Tristan hot spot is nowadays centered at the Tristan Da Cunha Island. The Walvis Ridge and Rio Grande rise materialize its past track on the Atlantic oceanic floor with the oldest basalts of the Walvis Ridge being as old as 100 Myr (O'Connor and Duncan, 1990) and testifying for a long term activity of the mantle plume.

Pb isotope compositions measured for Tristan plume related CFB (Gibson et al., 2000; Thompson et al., 2001; Gibson et al., 2005), Walvis Ridge samples (GEOROC database), both age-corrected, and lavas from Tristan da Cunha and Inaccessible islands (GEOROC database) are plotted in the  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  isotope variation diagram (Fig. 1a). Old samples define a binary mixing trend starting from endmember TRI1 (plotting on the Northern Hemisphere Reference Line, NHRL, cf. Hart, 1984, with a  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratio close to 20) toward less radiogenic compositions shifted to the left of the NHRL (expressed as the TRI2 endmember). In details, lavas from Walvis Ridge display more variable and more radiogenic Pb isotope ratios than CFB. Conversely, lavas from Tristan da Cunha and Inaccessible islands display the most restricted range of variations and seem to form a different alignment (with a different angle than the mixing trend between TRI1 and TRI2). The difference between the two populations is clearly pointed out in the Sr-Pb isotope diagram (Fig. 1b), where Tristan da Cunha and Inaccessible islands form a distinct trend from Walvis Ridge. Therefore, a third endmember, TRI3, with radiogenic Sr and moderate  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , is required to explain the variability of the whole database.

Endmember TRI1 cannot be related to the Atlantic ridge even if Pb isotope ratios fall on the NHRL: such a radiogenic composition was never measured in Atlantic MORB, whether at a local scale (27-46°S: Hanan et al., 1986; Fontignie and Schilling, 1996), or in MORB from the Northern Atlantic unaffected by the DUPAL anomaly (10-24°N: Dosso et al., 1993). It neither corresponds to components (recycled sediments, subcontinental lithosphere or oceanic crust; a young HIMU component would require a negative  $\Delta 74$ , which is not the case, cf.

Thirlwall, 1997) usually invoked to explain OIB data. As an alternative, Gibson et al. (2005) proposed the TR1 endmember to derive from a FOZO-like source because of the coincidence between its Pb ratios and the interval of compositions defined by Hauri et al. (1994) for FOZO. However, Walvis Ridge samples with Pb compositions the closest to TR11 also show fairly depleted Sr isotope ratios ( $<0.703$ ), that seems to be incompatible with a FOZO component. Consequently, TR11 might either reflect the mixing between (at least) two distinct components, or be located further on the mixing line defined by Walvis Ridge samples, to the right of the NHRL. In any case, this requires a component that has depleted Sr isotopic composition and quite radiogenic Pb isotope ratios, which could be provided by the recycling of ancient oceanic crust (HIMU endmember).

Endmember TRI2 is best represented by Tristan plume related CFB which compositions have been linked to the interaction of Tristan plume melts with African and South American subcontinental lithospheres (Carlson et al., 1996; Milner and Le Roex, 1996). Therefore, the genesis of Walvis Ridge basalts certainly involved subcontinental lithospheric material (Richardson, 1982; Hawkesworth et al., 1986) detached from continents by thermal erosion (Class and Le Roex, 2006) and now located into the south Atlantic lithospheric mantle. This implies that endmember TRI2 has a shallow origin and cannot be related to the deep-seated source of Tristan plume.

TRI3 endmember differs from African and South American subcontinental lithospheric mantles (sampled by Tristan plume related CFB) by higher  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratios. Sr isotopic signatures and trace-element compositions, however, are similar. Based on this observation, Gibson et al. (2005) proposed this endmember to be intrinsic to the Tristan plume, although a slight increase in the Pb isotopic variability of mafic provinces from South America and Africa could alter this interpretation. In absence of further arguments, we will follow their model. By consequence, isotopic variations measured for Tristan hot spot related lavas that represent the deep source of the plume can be restricted to the range comprised between endmembers TRI1 and TRI3. Practically, this variability mainly relies on samples from Tristan da Cunha and Inaccessible islands together with three basalts from Walvis Ridge showing  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} > 18.5$ .

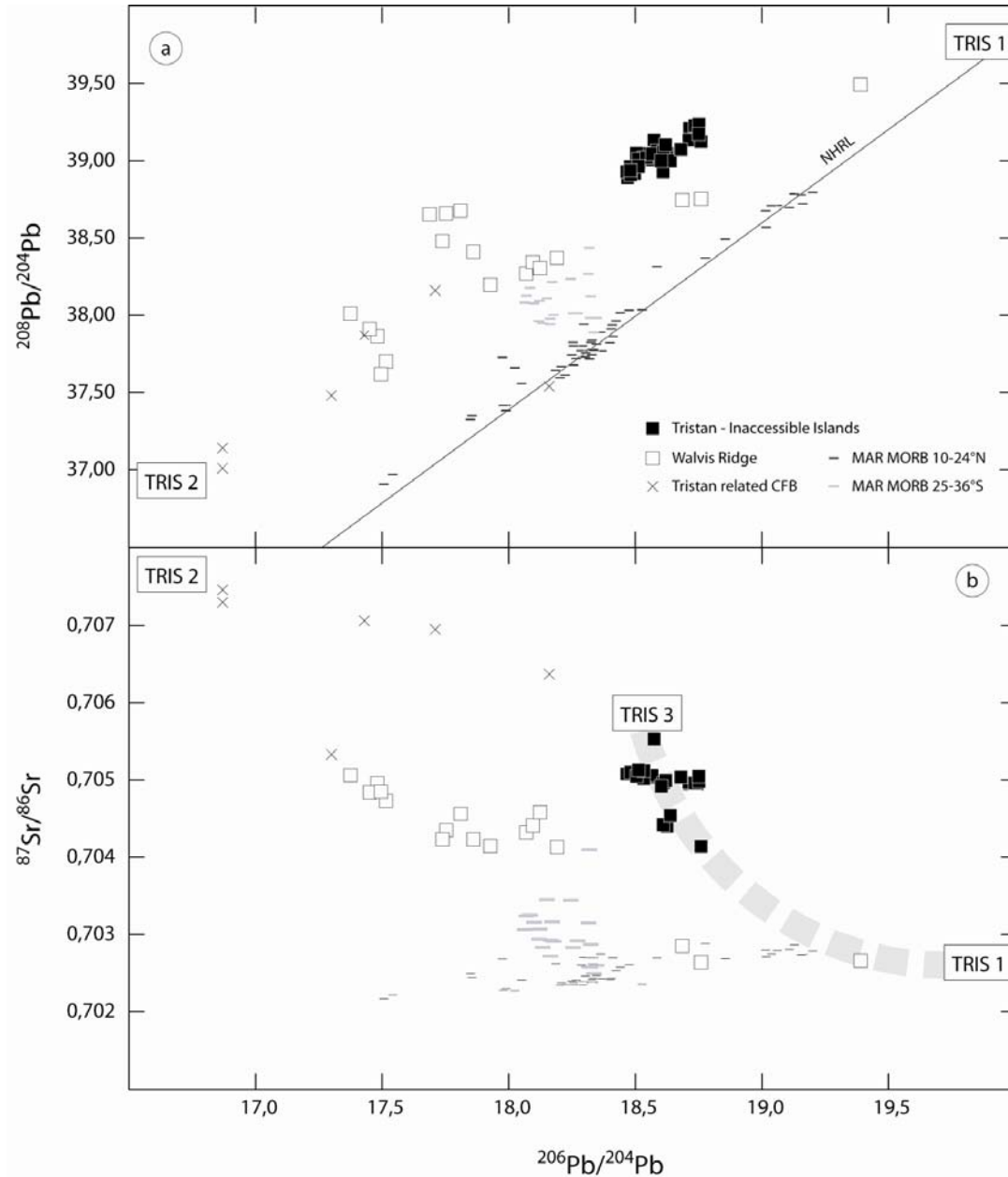


Figure V-1: Isotopic variations and associated endmembers of Tristan plume related lavas in  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (a) and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (b) diagrams. Endmembers TRIS 2 is related to delaminated subcontinental lithospheric mantle, whereas TRIS 1 and TRIS 3 are intrinsic to the mantle plume. Data for Atlantic MORB between 10-24°N are from Dosso et al. (1993); data for Atlantic MORB between 25-36°S are from Hanan et al. (1986) and Fontignie and Schilling (1996).

### *Pitcairn seamounts*

Samples from Pitcairn Island and adjacent seamounts have been extensively measured for the whole suites of isotope ratios (Woodhead and Devey, 1993; Dupuy et al., 1993; Eisele et al., 2002; Honda and Woodhead, 2005). In a  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  plot (Fig. 2a), there is no well-defined relationship between Pitcairn samples mainly because of the lack of variations along the  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  axis. In the opposite,  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  isotope ratios draw a perfect mixing trend (Fig. 2b) between (i) PIT1 (radiogenic Sr along with low  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  value), defining the EM1 endmember, and (ii) PIT2 (low  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  combined with moderately high  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ). Binary trends are also observed when considering Ne isotopes (Honda and Woodhead, 2005) that correlate negatively with Sr isotopes and positively with  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratios (figure not shown), such that PIT1 endmember (EM1 endmember) has primitive Ne isotope ratios, whereas PIT2 is characterized by a MORB-type value.

The association of primitive Ne isotope ratios with the EM1 endmember is somewhat paradoxical as primitive components are generally thought to have intermediate values for radiogenic isotope systems (Sr-Nd-Pb). In order to resolve that paradox, Honda and Woodhead (2005) proposed the EM1 endmember to be located in the plume source which origin is deep in the mantle (probably at the core-mantle boundary), allowing thus recycled sediments (high Sr and low  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  values) to be mixed with a deep, Ne-primitive reservoir.

Turning to PIT2 endmember, it is unlikely to identify it with the Pacific oceanic lithosphere (and/or asthenosphere) solely, as MORB sampled at the same latitude than Pitcairn present significantly different Pb isotope compositions. As an alternative, Dupuy et al. (1993) proposed the involvement of Pacific oceanic lithosphere metasomatized by the Easter plume for the origin of PIT2 endmember, in agreement with the location of Pitcairn Island and seamounts near the Easter track over the Pacific oceanic floor.

Therefore, most of the measurements done on samples from Pitcairn Island and seamounts are not representative of the deep source of the Pitcairn plume. Following arguments described above, we rather consider that the PIT1 radiogenic Sr endmember best represents the heterogeneous source (sediments mixed with a deep, undegassed reservoir) of Pitcairn plume. It should be noted, however, that the composition of the Pitcairn plume could be more extreme than PIT1, i.e. with higher Sr and lower  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  values.

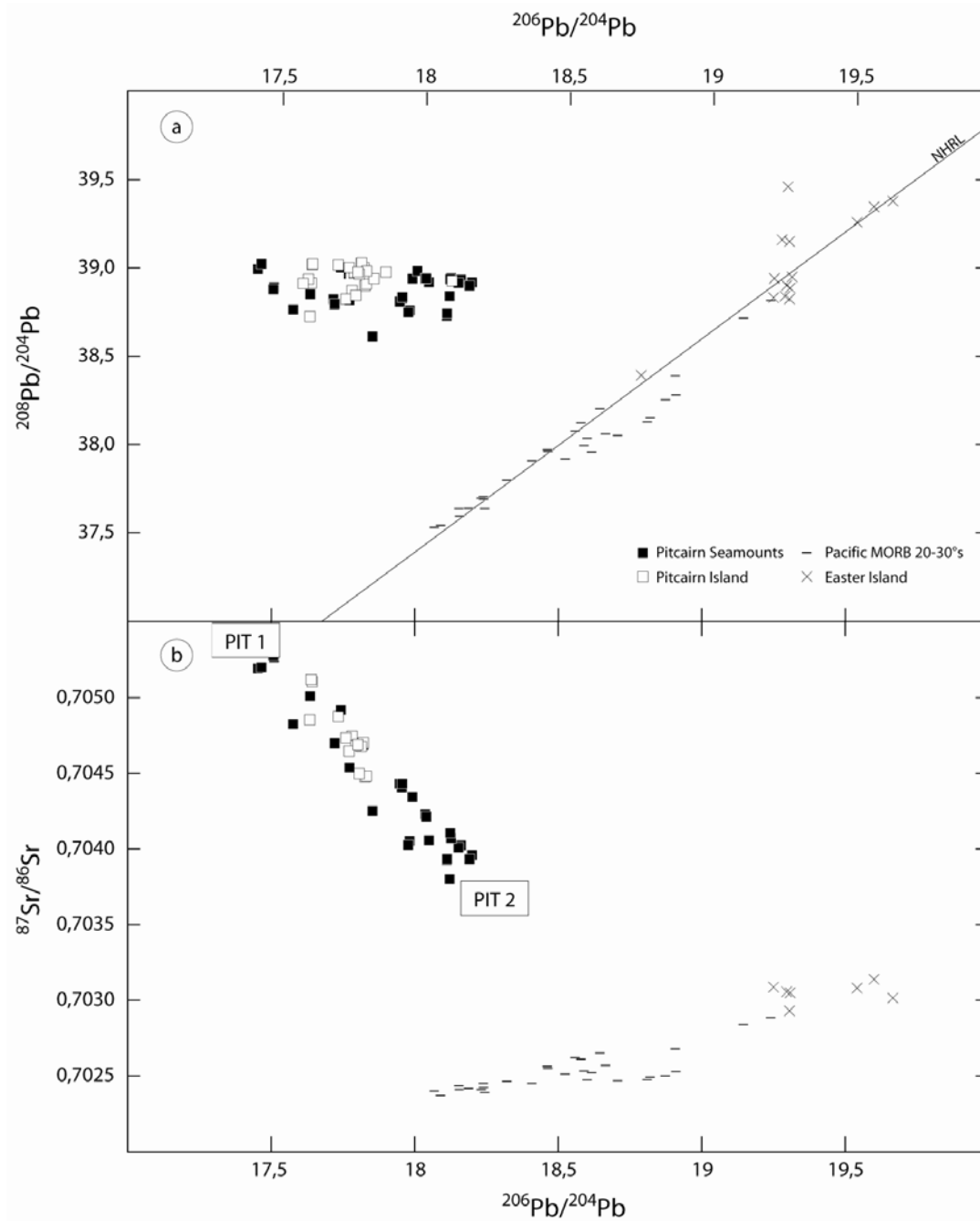


Figure V-2: Isotopic variations and associated endmembers of Pitcairn plume related lavas in  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (a) and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (b) diagrams. Endmembers PIT 1 is the EM1 endmember related to recycled pelagic sediments and is therefore part of the mantle plume. PIT 2 is thought to be the local lithosphere metasomatized by the Easter plume at its creation. Data for EPR MORB between 20-30°S are from MacDougall and Lugmair (1986), White et al. (1987) and Hanan and Schilling (1989).



### **II.3.1.2. *Enriched Mantle 2 (EM2)***

The EM2 signature is best characterized by lavas from the Samoa and Society archipelagos in the Pacific ocean (Wright and White, 1987; Devey et al., 1990; Farley et al., 1992; Hémond et al., 1994; White and Duncan, 1996; Workman et al., 2004).

#### *The Samoa archipelago*

In Sr-Nd-Pb-He isotope variation diagrams (see figures 3a,b for  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  and  $R/R_A$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  plots), the signature of Samoan lavas can be enclosed with a minimum of 4 endmembers: (i) SAM1, with radiogenic Sr, unradiogenic Nd and moderately high  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  values, defining the EM2 endmember; (ii) SAM2, with low Pb, low Sr and high Nd isotope ratios, corresponding to a depleted endmember; (iii) SAM3, with low Sr, high Nd and radiogenic  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (or HIMU-like endmember); and (iv) SAM4, with intermediate values for radiogenic isotopes and a high  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratio (primitive endmember), also called PHEM for Primitive Helium mantle (Farley et al., 1992).

The nature of the EM2 endmember is currently debated: recycling young sediments (Farley, 1995) vs. recycled metasomatized oceanic lithosphere (Workman et al., 2004). The depth location of the 4 endmembers allowing to describe the whole isotopic compositions measured in Samoan samples (see above), however, has reached a global consensus. The depleted and HIMU-like endmembers are of shallow origin. More precisely, Workman et al. (2004) proposed the depleted endmember to be entrained upper mantle, appearing in the early volcanic stages only, whereas the HIMU-like endmember is thought to be underplated under the Pacific lithosphere during its way over the Austral-Cook volcanic chain. Conversely, The EM2 and primitive endmembers are supposed to be deep-seated in the plume source.

Hence, data that represent the Samoan plume heterogeneity are best outlined using Sr and He isotope ratios. In a  $R/R_A$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  diagram (Fig. 3b), the depleted and HIMU-like endmembers plot at the bottom left corner, whereas the EM2 and PHEM are located at the bottom and top right of the diagram, respectively. In the following, we will consider data plotting on the trend joining the EM2 and PHEM endmembers as source representative. This trend is mainly defined by lavas of Malumalu and Tutuila.



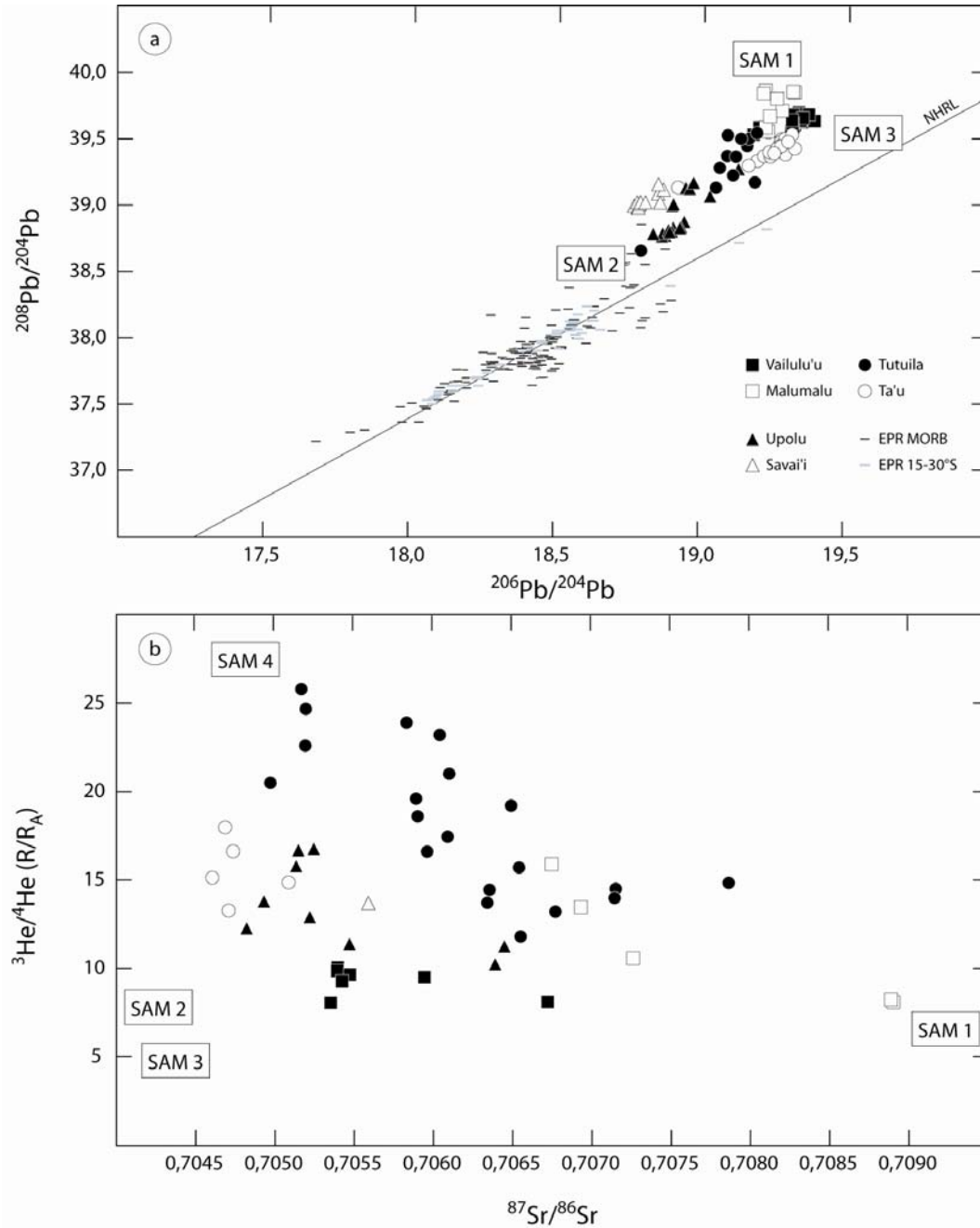


Figure V-3: Isotopic variations and associated endmembers of the Samoan plume related lavas in  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (a) and  $R/R_A$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (b) diagrams. Endmembers SAM 1 is the EM2 endmember related to recycled metasomatized lithosphere and is therefore part of the mantle plume along with SAM 4 which is a high  $^3\text{He}/^4\text{He}$  reservoir (i.e. primitive) thought to represent the undegassed lower mantle. SAM 2 and SAM 3 are entrained upper mantle and underplated HIMU basalts respectively and are therefore not part of the mantle plume. Data for EPR MORB between 15-30°S are from MacDougall and Lugmair (1986), White et al. (1987) and Hanan and Schilling (1989).

### *The Society archipelago*

Pb isotopic variations measured in lavas from the Society archipelago (Devey et al., 1990; Hémond et al., 1994; White and Duncan, 1996) draw a simple binary mixing trend between two endmembers, SOC1 and SOC2, both located close to the NHRL (Fig. 4a). Adding Sr isotopes (Fig. 4b), however, requires the involvement of a third endmember, SOC3, with a  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratio similar to that of SOC1, but less radiogenic Sr. This also allows to define SOC1 as the EM2 endmember.

All studies have concluded the SOC1 endmember (EM2-like) to be linked to the recycling of terrigenous sediments and therefore to be of deep origin. There is no consensus, however, for SOC2 and SOC3 endmembers. For example, White and Duncan (1996) did not distinguish them in their geochemical and geochronological study of the Society archipelago. They rather considered the scatter shown by Pb compositions at low Sr values as traducing an heterogeneous component thought to be a primitive reservoir located at the periphery of the Society, radially-zoned plume. However, if such a component was implicated in the genesis of Society lavas, Nb/U ratios comprised between primitive and continental values would be expected, which is not the case. On the contrary, Nb/U ratios show MORB values in basalts with low Sr isotope ratios and hence dismiss the model by White and Duncan (1996). Therefore, we will consider three endmembers in the following discussion.

The SOC2 and SOC3 endmembers are defined by samples from distinct localities. Lavas collected on the Tahaa and Maupiti islands are forming a single, oblique trend in the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  plot (Fig. 4b). Conversely, basalts from the other islands of the Society archipelago do not draw any specific alignment, plotting to the right of the SOC1-SOC2 mixing trend. Such a regional repartition of isotopic signatures suggests a shallow origin for SOC2 (Hémond et al., 1994). These authors have indeed proposed the SOC2 endmember to correspond to the Pacific depleted upper mantle. This model is reinforced by Pacific MORB samples dredged between 15 and 30°S, which isotopic composition is consistent with that of SOC2. Hémond et al. (1994) also noted the absence of garnet signature in their samples, suggesting a lithospheric rather than asthenospheric origin for SOC2. This is in agreement with the study of Tahaa melt inclusions by Saal et al. (2005) who concluded to the involvement of Pacific lithosphere in the genesis of lavas. Still following Hémond et al. (1994), the SOC3 endmember might reflect a small proportion of recycled sediments added to recycled oceanic crust. Another possibility would be that the SOC3 endmember is derived from the oceanic underlying lithosphere (similar in composition to SOC2) after contamination by the Easter plume. This latter hypothesis requires that the volcanic activity was already started in the present Easter Island area by the time of genesis of the Society island

basement. Given the uncertainty on this process, we will favour a deep origin for the SOC3 endmember, as proposed by Hémond et al. (1994).

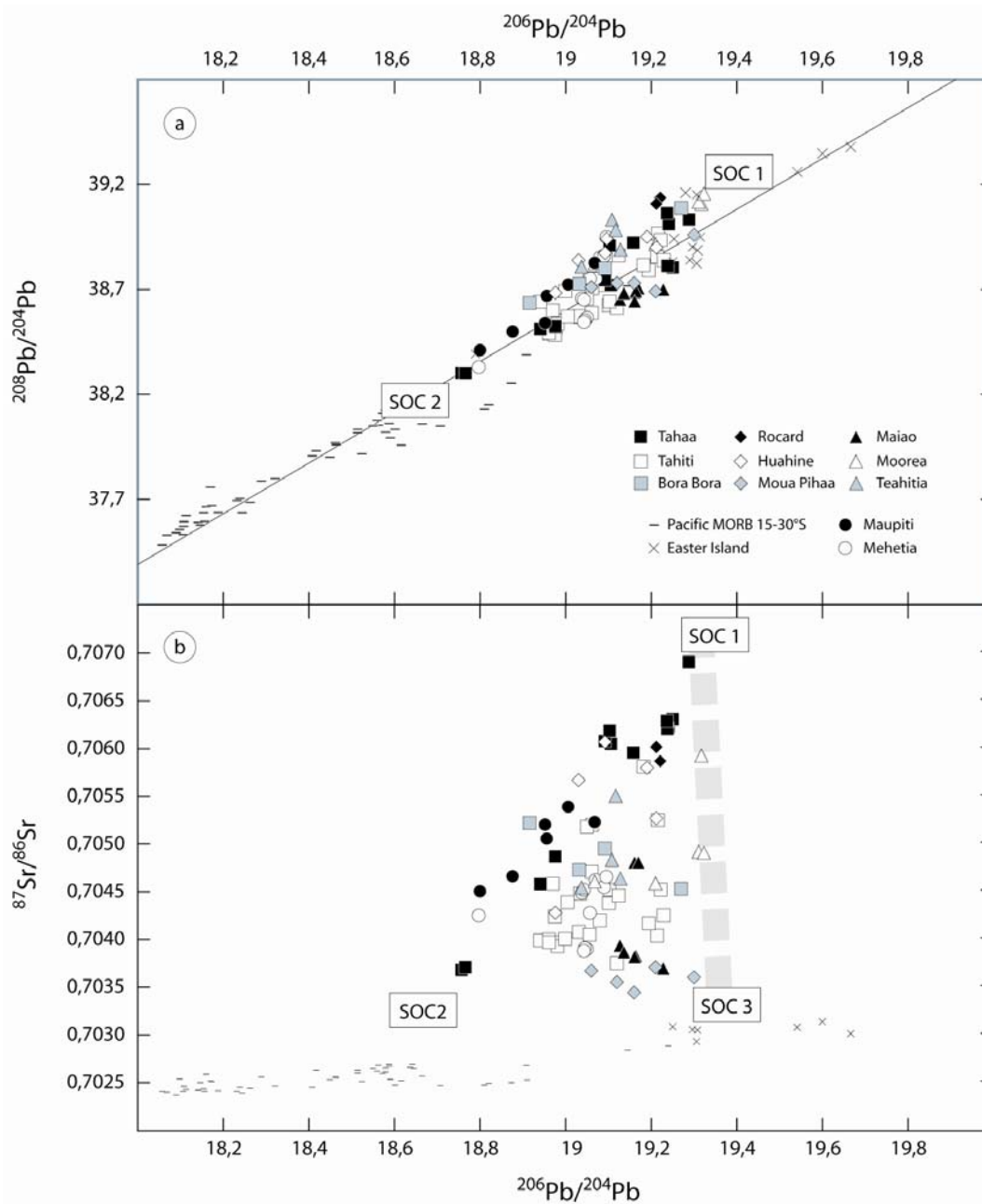


Figure V-4: Isotopic variations and associated endmembers of the Society plume related lavas in  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (a) and  $R/R_A$  vs.  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (b) diagrams. Endmembers SOC 1 is the EM2 endmember related to recycled terrigenous sediments and is therefore part of the mantle plume along with SOC 3 which is represent a lower proportion of sediments in the source. SOC 2 is the suggested to be located in the oceanic lithosphere underlying the Society Islands. Data for EPR MORB between 15-30°S are from MacDougall and Lugmair (1986), White et al. (1987) and Hanan and Schilling (1989).

In the following sections, we will then consider data joining the SOC1 and SOC3 endmembers as representative of the deep source of the Society plume. It should be noted that the Society EM2 endmember (SOC1) is explained by the recycling of terrigenous sediments, whereas such a model was rejected for the Samoan islands (Workman et al., 2004), suggesting that EM2 lavas can be of multiple origins.

### **II.3.1.3. *High $\mu$ endmember (HIMU)***

Saint Helena (south Atlantic), Mangaia and Tubuai islands (from the Pacific Austral-Cook chain) have been reported as locations of the most extreme Pb isotope ratios ever measured in OIB, thus defining the HIMU endmember (Palacz and Saunders, 1986; Chaffey et al., 1989; Woodhead 1996).

#### *St Helena*

Volcanic samples from St Helena plot on a well-defined, binary mixing trend in a  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  plot (Fig. 5). Their Pb isotope compositions can be thus interpreted as reflecting various proportions of two endmembers: (i) SH1, showing a high  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratio (>21) and defining the HIMU endmember, and (ii) SH2, displaying less radiogenic Pb ratios. The former endmember is usually seen as resulting from the recycling of old, altered oceanic crust (Hofmann and White, 1982; Weaver, 1991; Chauvel et al., 1992). The identification and origin of the latter endmember, however, is more questioning. Prolonging the SH1-SH2 trend toward unradiogenic  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  values cross the field defined by MORB samples dredged at the same latitude than St Helena. This could suggest that the location of SH2 is more extreme, falling on the NHRL with a  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratio close to 18.5, and therefore that SH2 corresponds to Atlantic upper mantle material. Chaffey and co-workers (1989) observed a time dependence of isotopic compositions, young volcanics being more radiogenic than older samples. They also noticed the progressive strengthening of the HIMU endmember (recycled oceanic crust) influence was coupled with the decrease of the thermal flux, thus concluding the Pb unradiogenic endmember SH2 was located into the local lithosphere rather than deep-seated into the plume source. It has to be noted, however, that low degrees of partial melting favour the expression of pyroxenite signature over peridotite (Hirschman and Stolper, 1996), making the model by Chaffey et al. (1989) dubious if the HIMU endmember has not been exhausted by previous high degrees of partial melting.

Given the lack of information relative to melting degrees, we will adopt the point of view defended by Chaffey et al. (1989) and considered that only the HIMU endmember (SH1) has a deep origin. Therefore, St Helena plume composition will be taken as identical to the most Pb radiogenic datapoint on the SH1-SH2 trend (Fig. 5). Note the plume composition could be even more extreme, as it was the case for Pitcairn (see section 3.1.1).

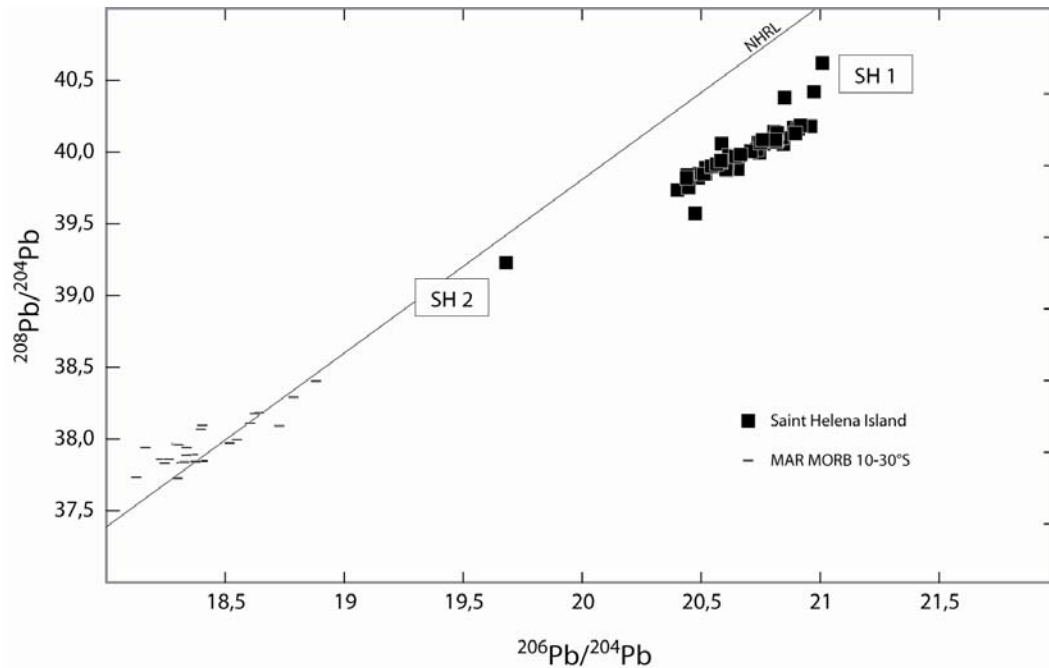


Figure V-5: Isotopic variations and associated endmembers of the St Helena plume related lavas in  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  diagram. Endmembers SH 1 is the HIMU endmember related to recycled oceanic crust and is therefore part of the mantle plume. SH 2 is the suggested to be located in the oceanic lithosphere underlying the St Helena island. Data for Atlantic MORB are from Castillo and Batiza (1989) and Fontignie and Schilling (1996).

### *The Austral-Cook chain*

Pb isotopic signatures determined in samples from the Austral-Cook chain show strong variations from relatively unradiogenic composition ( $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} \sim 18.2$ ) to the most radiogenic  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratio ever measured in OIB. In a  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  isotope variation diagram (Fig. 6a), they distribute on a single, scattered trend, with sample grouping according to islands. Basalts from Mangaia and Tubuaii samples present the highest  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  ratios and plot to the right of the NHRL. They define the AUS1 endmember, also corresponding to the extreme HIMU mantle endmember. Conversely, Raratonga show the least radiogenic compositions, plotting to the left of the NHRL and defining endmember

AUS2. In a  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  plot (Fig. 6b), datapoints do not fall on a single trend. Samples from Raivavae island (intermediate Pb compositions) define a third endmember (AUS3) displaying a higher Nd isotope signature. Note that Raivavae basalts (or AUS3) do not have such an endmember position in the  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  plot (Fig. 6a).

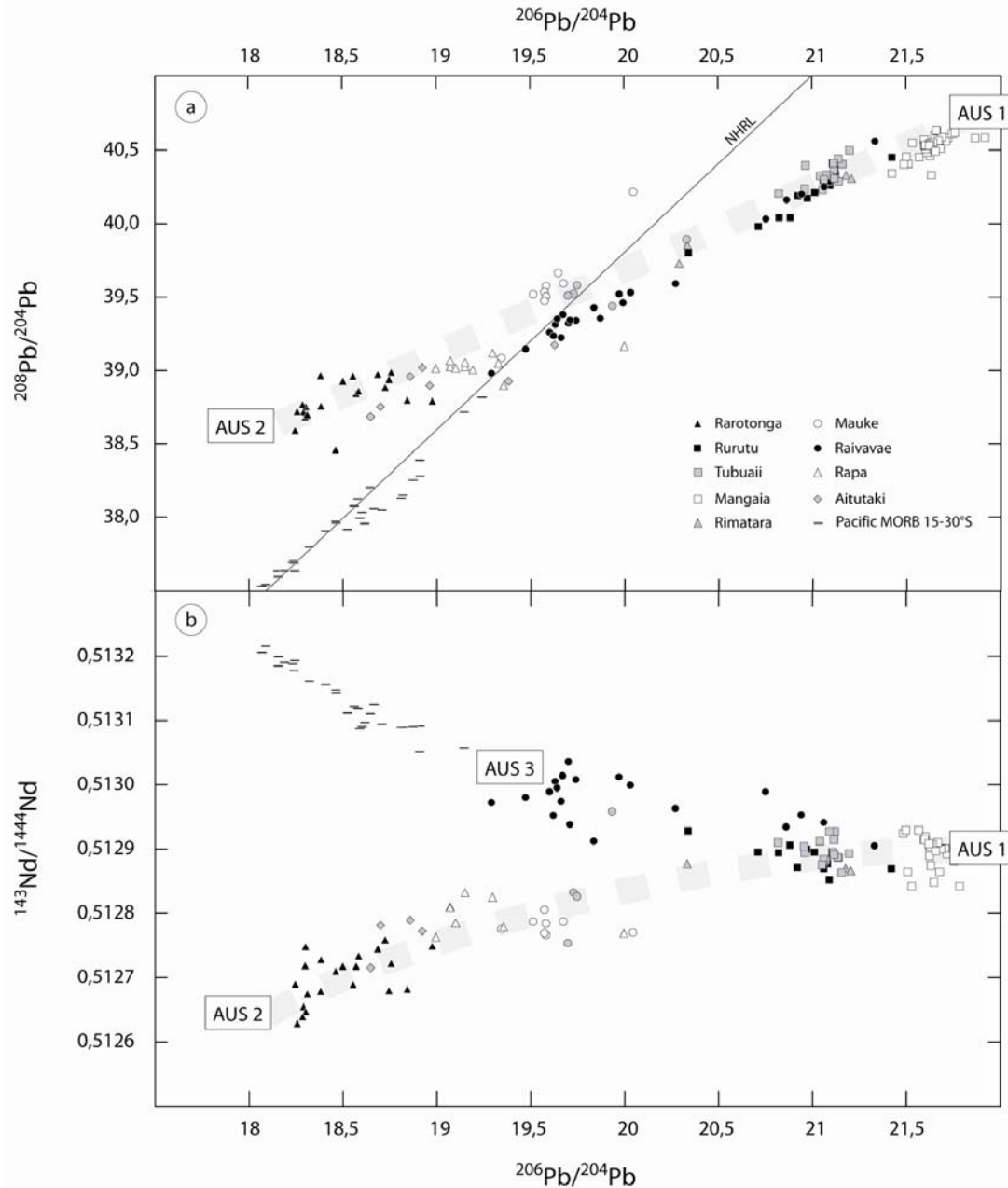


Figure V-6: Isotopic variations and associated endmembers of the Austral-Cook plume related lavas in  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (a) and  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (b) diagrams. Endmembers AUS 1 is the HIMU endmember related to recycled oceanic crust and is therefore part of the mantle plume along with AUS 2. AUS 3 is the suggested to be located in the oceanic lithosphere underlying the archipelago. Data for EPR MORB between 15-30°S are from MacDougall and Lugmair (1986), White et al. (1987) and Hanan and Schilling (1989).

The nature and origin of the HIMU endmember (AUS1) are currently not into the debate. This endmember has been identified to a pure component, being linked to the recycling of old and altered oceanic crust (Chauvel et al., 1992; Woodhead, 1996). The AUS2 endmember, that can be also qualified of moderate EM2-like endmember, does not correspond to the enriched endmember observed in the nearby Society islands (termed SOC1, see section 3.1.2 and Fig. 4) as it shows a significantly less radiogenic Pb isotope composition. As an alternative, two distinct origins have been proposed. On the one hand, Schiano et al. (2001) have proposed the involvement of subcontinental lithospheric mantle on the basis of the unradiogenic Os isotopic signature measured in Rarotonga samples. On the other hand, Lassiter et al. (2003) have related AUS1 to the recycling of mantle wedge material entrained during slab seduction. Following the model of Schiano et al. (2001), AUS2 could reside at shallow level in the upper mantle, underneath Rarotonga and Rapa islands, resulting from delamination during rifting processes. However, there is no evidence (for example, subcontinental lithospheric nodules sampled on the continental borders of the Pacific Ocean) for the existence of such a component. Consequently, we will assume that AUS2, similarly to AUS1, is deep-seated in the plume source. On the contrary, local studies of Mangaia, Tubuai and Rurutu islands (Woodhead, 1996; Caroff, 1997; Chauvel et al., 1997) have proposed the high Nd endmember AUS3 to be located in the oceanic lithosphere, previously metasomatized by carbonatite melts (Hauri and Hart, 1993) originally coming from the plume. Such a conclusion was also reached by Saal et al. (2005), using in-situ Pb isotope measurements in olivine melt inclusions. Hence, mixing trends observed at local scale (island scale) seems likely to represent interaction between plume melts and oceanic lithosphere, whereas mixing trends at the archipelago scale are dominated by the mixture between the HIMU component (AUS1) and an enriched endmember (AUS2), both located deeply into the plume source.

### **II.3.2. OIB localities defined by their position on the oceanic floor**

Interaction of pristine plume melts with superficial components is by evidence dependant of the environment. Although we only focus on basalts far from any continental interference, physical and chemical parameters of oceanic crust and underlying lithosphere can vary as a function of age. For example, both have increased thickness and density with ageing. Furthermore, they may have suffered various amount of metasomatism able to alter their original composition and mineralogy.

Conversely, a young oceanic lithosphere shows a simpler history, but is located, by definition, close to an active mid-ocean ridge.



In this section, we are going to focus on OIB localities positioned over various oceanic contexts and identify information related to (i) shallow-level interactions and (ii) plume sources in the measured isotopic variability.

### II.3.2.1. Location over a young and thin lithosphere: the Azores archipelago

Due to its central position in the North Atlantic and its wide variety of volcanic rocks, the Azores archipelago has been the object of many isotopic studies. In a  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  plot (Fig. 7), seven of the eight islands of the archipelago are forming the Terceira trend, starting from the NHRL (endmember ACO1) toward radiogenic  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  and negative  $\Delta 84$  values (endmember ACO2). The eighth island, São Miguel, defines a specific trend starting from the unradiogenic Terceira endmember (ACO1) toward radiogenic  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  and highly positive  $\Delta 84$  values (endmember ACO3).

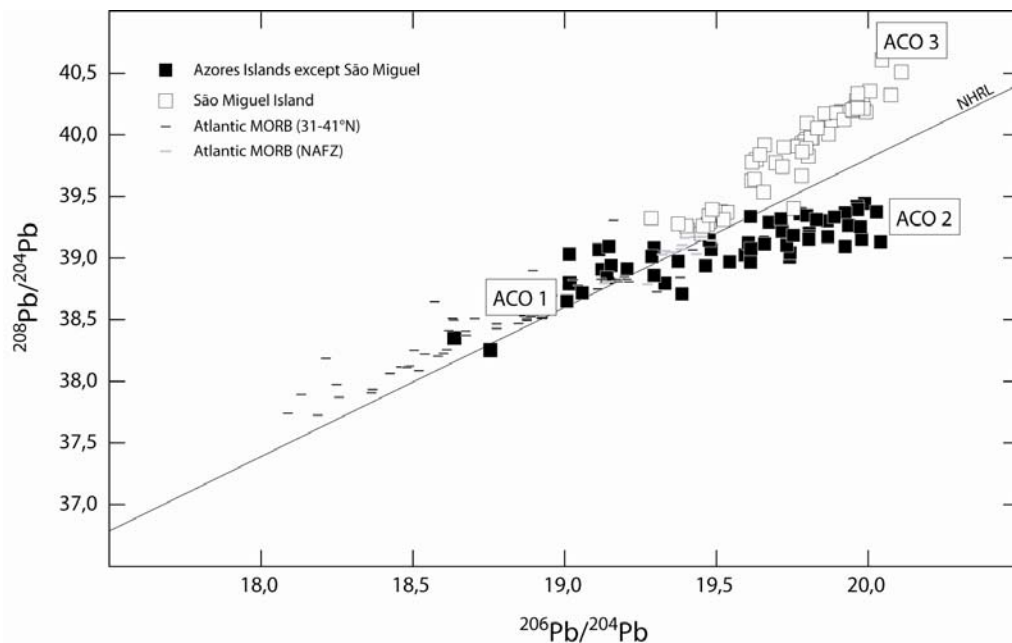


Figure V-7: Isotopic variations and associated endmembers of the Azores plume related lavas in  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  diagram. Endmembers ACO 1 common to both isotopic trends observed in Azores samples and is the nearby mid-Atlantic Ridge. ACO 2 and ACO 3 are defined in Terceira and São Miguel lavas respectively, however the ACO1-ACO2 alignment contains lavas from all the Azores archipelago except São Miguel, whereas ACO1-ACO3 trend is restricted to São Miguel lavas. The ACO2 endmember is linked to recycled oceanic crust and therefore is intrinsic to the plume. ACO 3 origin is discussed afterward. Data for Atlantic MORB are from Dosso et al. (1999). The North Oceanographer Fracture Zone is excluded from the MORB database.



On the one hand, there is global consensus concerning the Terceira trend, being interpreted as contamination of the Azores plume (with a ACO2 composition) by depleted, upwelling mantle (ACO1) due to the proximity of the Atlantic ridge (Widom and Shirey, 1996; Turner et al., 1997; Moreira et al., 1999). High Pb isotope ratios, slightly negative  $\Delta 84$  and  $\Delta 74$  values, as well as primitive He and Ne isotope ratios (Moreira et al., 1999, Madureira et al., 2005) measured in samples close to the Terceira endmember (ACO2) argue for the involvement of recycled oceanic crust together with lower mantle material in the Azores plume source.

On the other hand, there is open debate on the nature of the São Miguel endmember (ACO3). Different models have been proposed over the past two decades: recycling of terrigenous sediments (Hawkesworth et al., 1979; Turner et al., 1997; 1<sup>st</sup> scenario from Moreira et al., 1999), delaminated subcontinental lithosphere present as a passive heterogeneity under the Mid-Atlantic Ridge (Widom and Shirey, 1996; Widom et al., 1997; 2<sup>nd</sup> scenario from Moreira et al., 1999), recycling of basaltic melts (Elliott et al., 2007; Beier et al., 2007). The presence of recycled sediments in the Azores plume source can now be discarded (notably on the basis of incompatible element ratios like Ce/Pb, Nb/U or Th/Nd measured in São Miguel samples, see Elliott et al., 2007), leaving two options, recycled basaltic melts vs. superficial delaminated subcontinental lithosphere, that fully illustrate the scope of this paper. The 'Subcontinental lithosphere' model defended by Moreira et al. (1999) relies on the similarity of Pb compositions between São Miguel endmember (ACO3) and Mesozoic Appalachian tholeiites (Pegram, 1990). However, trends that can be drawn with São Miguel samples and Appalachian tholeiites do not show a common endmember at high  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  in a  $\Delta 84$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  plot (Fig. 8). This does not definitely rule out a shallow origin for the ACO3 endmember, as Appalachian tholeiites analyzed by Pegram (1990) do not sample the whole subcontinental lithospheric mantle. Nevertheless, without further evidences, we will favour conclusions by Elliott et al. (2007) and Beier et al. (2007), assuming ACO2 and ACO3 endmembers are part of the Azores mantle plume.

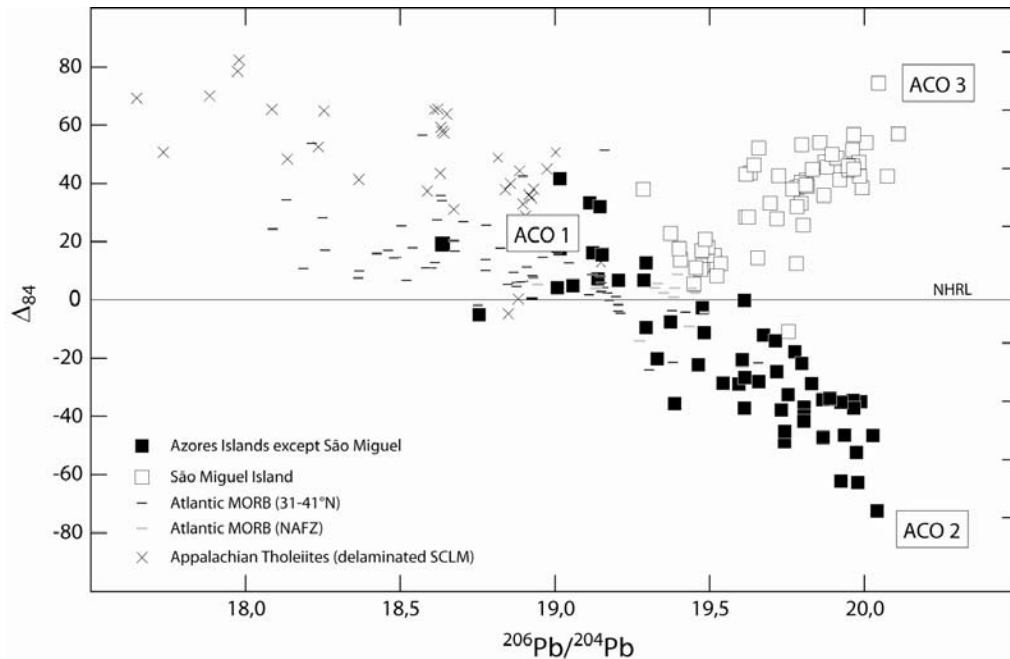


Figure V-8: Isotopic variations and associated endmembers of the Azores plume related lavas in  $\Delta_{84}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  diagram. The radiogenic endmember to the Appalachian tholeiites of Pegram (1990) does not correspond to the ACO 3 endmember and therefore cannot account for its shallow involvement. Hence a deep origin is assumed for this endmember. Data for Atlantic MORB are from Dosso et al. (1999). The North Oceanographer Fracture Zone is excluded from the MORB database.

### II.3.2.2. Location over an old and thick lithosphere: the Cape Verde and Comores archipelagos

#### *The Cape Verde archipelago*

The Cape Verde archipelago is located 500km west of Senegal coasts, over a 120 Myr old, ~80km thick lithosphere. As a consequence, plume melting is restraining at great depths, giving possibilities to pristine melts to interact with shallow-level material.

Isotope ratio measurements of Cape Verde basaltic samples throughout the last twenty years (Gerlach et al., 1988; Davies et al., 1989; Doucelance et al., 2003) have permitted to identify two major trends corresponding to the geographical grouping of islands (Northern and Southern Islands). Variations at the archipelago scale here illustrated in the  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  plot (Fig. 9) involve three endmembers: (1) a common endmember to both

alignments of islands (CV1); (2) an enriched, EM1-like endmember (CV2); and (3) a depleted endmember (CV3), explaining the Southern and Northern Island compositions, respectively.

The common endmember CV1 displays high  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ , together with low  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and  $^4\text{He}/^3\text{He}$  ratios. It has been interpreted as reflecting the Cape Verde plume source, resulting from the mixing between recycled oceanic crust and lower mantle material (Christensen et al., 2001; Doucelance et al., 2003). Origin of endmembers CV2 and CV3 is more debated.

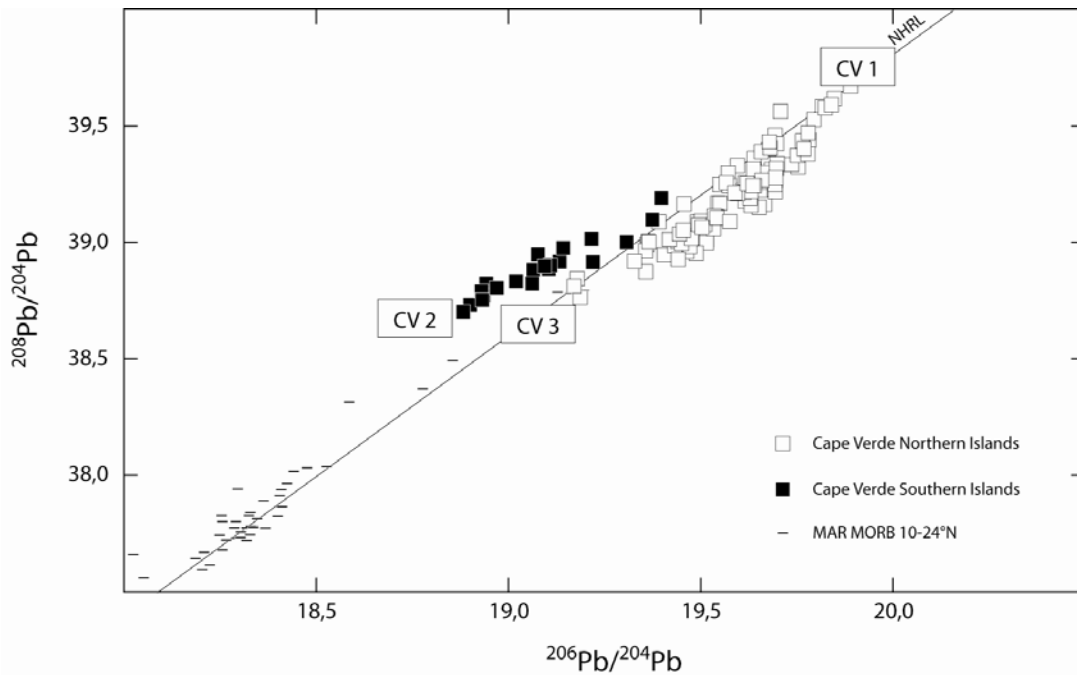


Figure V-9: Isotopic variations and associated endmembers of the Cape Verde plume related lavas in  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  diagram. Endmembers CV 1 is common to both group of island and is located in the plume. CV 2 and CV 3 are specific to Southern and Northern Islands groups respectively and are located at shallow-level. Data for Atlantic MORB between 10-24°N are from Dosso et al. (1993).

The Southern Island trend is defined by the Santiago and Fogo volcanics. Three major observations give useful insights in determining the depth location of endmember CV2. Firstly, historical basalts from Fogo Island show a general age progression of their isotopic compositions (Sr-Nd-Pb-Os), the youngest samples being the most EM1 (CV2) influenced (Escrig et al., 2005). Secondly, differentiated lavas from Santiago island plot further away in direction of CV2 than primitive ones (Hoernle et al., 1991). Finally, NaO contents measured for basaltic samples from the Southern Island covariate with Sr isotope ratios (figure not shown), which indicates that lava differentiation and mixing occur simultaneously. Taken altogether, these observations give strong support that the CV2 endmember is integrated at

a shallow level. According to Escrig et al. (2005), it corresponds to subcontinental lithosphere and lower continental crust, delaminated during the opening of the Atlantic and now present in the oceanic lithosphere beneath the Cape Verde archipelago.

Samples from the Northern Islands show a binary mixing trend between CV1 and CV3, which isotopic composition resembles that of Atlantic MORB dredged at the same latitude than the Cape Verde archipelago (Dosso et al., 1993). Lavas from these islands also show strong fractionation of the Nb/U ratio that can be related to phlogopite involvement. Nb/U ratios, however, are uncorrelated with long-lived isotope ratios, making unlikely that fractionation of Nb/U occurred during recycling of oceanic lithosphere in subduction zone, as proposed by Gurenko et al. (2006). A probable scenario would rather be assimilation of Cape Verde underlying lithosphere, recently metasomatized, in a post-melting event.

Consequently, the plume signature can be constrained to the composition of the common endmember to both groups of Cape Verde islands (CV1). It should be noted that following this conclusion, the composition of the Cape Verde plume is strictly defined, in comparison to that of ACO2 and ACO3 (see section 3.2.1), as it corresponds to the intersection of the Northern and Southern Island trends.

#### *The Comores archipelago*

Basaltic samples from the Comores archipelago can be enclosed within three different endmembers in the  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  isotope variation diagrams (Fig. 10a). Differences between those endmembers are emphasized in the  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (fig. 10b). Two of them (COM1 and COM2) are defined by samples from Grande Comore. This island is composed of two volcanic edifices: the Karthala and La Grille volcanoes. La Grille volcano is thought to be significantly older; nevertheless both volcanoes have been active simultaneously. Isotopic ratios measured in basaltic samples from both La Grille and Karthala volcanoes form a continuum in isotope variation diagrams, from a MORB-like end-member (COM1) to less depleted compositions (COM2), with La Grille samples being overall the most isotopically depleted. Lavas from these two volcanoes also display contrasting trace-element compositions: La Grille lavas (~older) show a strong negative K anomaly, as well as minor depletions in Ba and Sr, whereas Karthala lavas (~younger) lack these variations. Due to their proximity and the relatively small isotopic heterogeneity between the two volcanic edifices, such differences in trace-element contents cannot be explained simply by a difference in the chemical composition of La Grille and Karthala sources. Anomalies are more likely to represent the signature of residual amphibole in the source region of La Grille lavas, thus implying that the depleted component identified in La Grille samples is located in the lithosphere where amphibole is stable (Class and Goldstein, 1997). The lithosphere,

previously metazomatized during formation of the oceanic crust, undergoes low degrees of melting, so that amphibole is not consumed and retains its K, Ba and Sr.

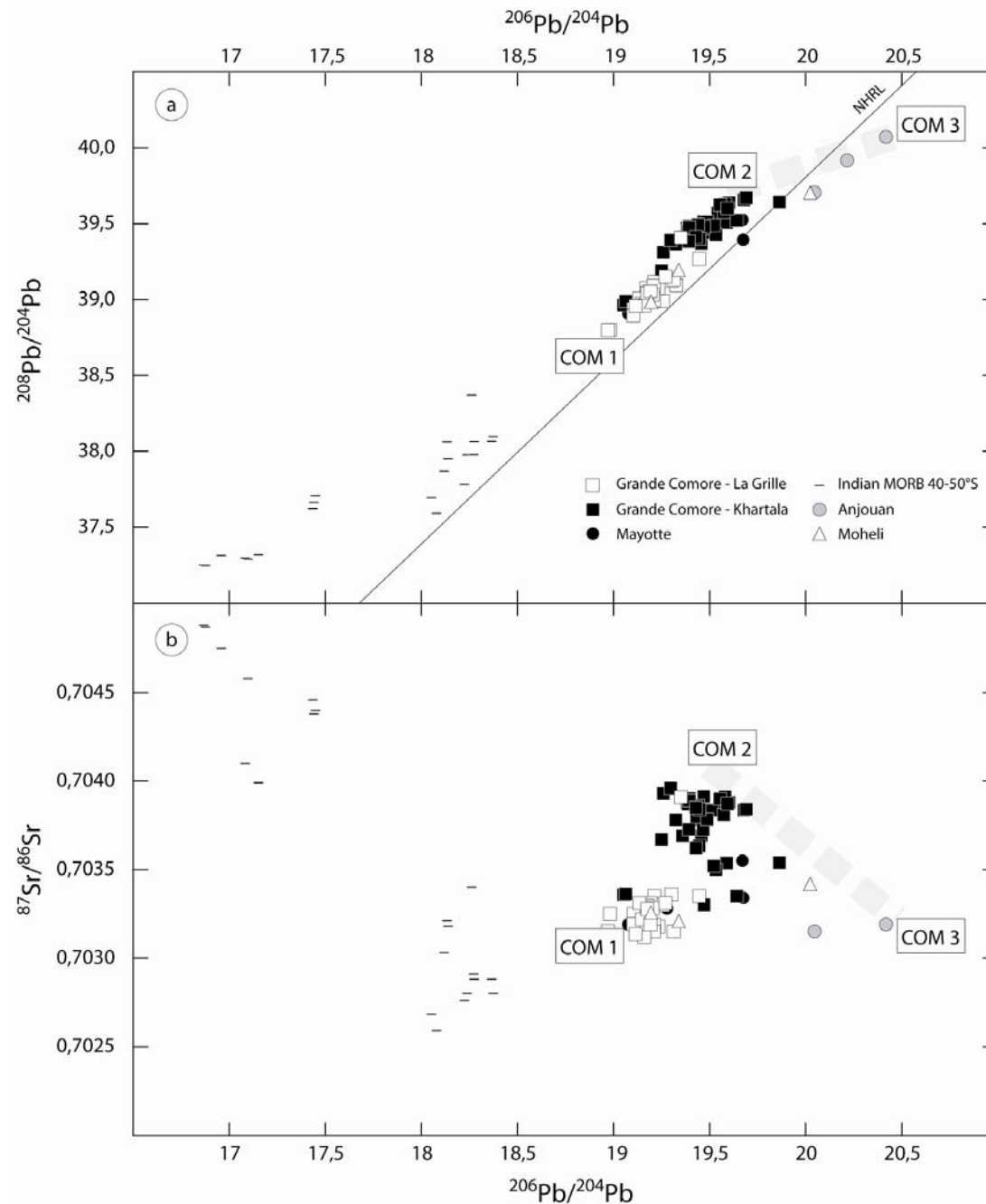


Figure V-10: Isotopic variations and associated endmembers of Comores plume related lavas in  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (a) and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  vs.  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (b) diagrams. Endmembers COM 1 is related to the underlying metasomatized oceanic lithosphere, whereas COM 2 and COM 3 are intrinsic to the mantle plume. Data for Indian MORB between 40-50°S are from Mahoney et al. (1992).

The third endmember (denoted COM3) is evidenced by basalts from Anjouan island with radiogenic Pb isotope ratios and Sr-Nd values identical to the those of COM2 (Fig. 10b). Contrary to Grande Comore island, samples from Anjouan have been few documented and there is no evidence for origin of COM3 (shallow level vs. deep-seated). As a result, the isotopic variability shown by the whole archipelago does not reveal the heterogeneity of the deep source of the Comores plume. A better approximation of the deep source of the plume is represented by the two endmembers COM2 and COM3.

### **II.3.3. Depleted components in plumes**

Deciphering between shallow-level and plume-related isotopic variations in basaltic samples from oceanic island groups has often lead to the rejection of a depleted endmember (see previous sections). However, some authors have also identified depleted components in Hawaii (Lassiter and Hauri, 1998; Frey et al., 2005) and Iceland (Chauvel and Hémond, 2000; Skovgaard et al., 2001) and interpreted them as recycled oceanic lithosphere, being thus part of the deep source of mantle plumes.

Two main arguments have been advanced to support the implication of a depleted reservoir in Hawaiian and Icelandic plume sources: (i) in both cases, isotopic composition of the depleted endmember slightly differs from that of local MORB and; (ii) there is a correlation between Os and  $\delta^{18}\text{O}$  isotopic ratios that extends toward MORB-like Os compositions and very low  $\delta^{18}\text{O}$  (Lassiter and Hauri, 1998; Skovgaard et al., 2001). Although the latter relationship could also be the consequence of lower oceanic crust assimilation during ascent, volumes required to modify pristine melts together with garnet signature associated with depleted compositions favour the interpretation of such depleted components in terms of recycling.

It has to be noted, however, that recycled harzburgite is the melting residue of a mantle source that crossed its solidus up to 3 Gyr ago (Skovgaard et al., 2001). Thus, even if younger, recycling ages are considered, melting events that created harzburgite took place in a mantle considerably hotter and at melting rates more important. Therefore, recycled lithosphere involved in mantle plumes should be extremely refractory. This observation raises the question of its participation to melting of an actual mantle source. On the one hand, residues of an extreme melting event have little chance to melt again if pressure-temperature conditions are less favourable. On the other hand, Hawaii and Iceland belong to the biggest mantle plumes and local conditions in those plumes might lead to the expression of a depleted component.

It has to be also noted that melting residues, especially at very high melting degrees, are highly poor in incompatible elements. This has been an argument to infer that recycled oceanic lithosphere retains a depleted isotopic composition by “freezing” of radioactive decay. This also implies that involvement of such a depleted component in plume sources should be negligible for isotope ratios of incompatible elements like Sr, Nd and Pb. This is not the case for Os that behaves as a strongly compatible element during melting processes (Burton et al., 1999). Consequently, Os ratios appear as a potentially good tracer of recycled, depleted component, which is opposite to the way the Re-Os systematic is usually used, i.e. for its capacity to trace material that has been enriched in Re relative to Os by melting event, such as melting products (for example oceanic crust).

As a conclusion, the involvement of recycled oceanic lithosphere in the source of mantle plumes must not be neglected. However, its consequence on the isotopic variability of incompatible elements is still questionable and requires further studies.

#### **II.4. FILTERED OIB DATA AND MANTLE TOPOLOGY**

Raw and filtered (from shallow-level interactions) data corresponding to the 9 OIB examples detailed in previous sections have been plotted in the tetrahedron projection (Hart et al., 1992; Hauri et al., 1994) for comparison (Fig. 11). The range of mantle heterogeneities, expressed here as the maximum range of isotopic variations for OIB, does not significantly differ when considering filtered data instead of raw ones. This implies that modifications of composition due to shallow-level interactions do not mask the deep source information for these archipelagos.

Turning to the existence of a common component for all plumes, originally defined by the convergence of isotopic trends in the tetrahedron, some of the examples detailed in this study (Pitcairn, Azores, Cape Verde, Comores, St Helena) may lead us to think that the FOZO-type component represents the oceanic lithosphere and thus acts as a “common contamination” rather than a common component. It must be noted that the isotopic composition of the “contaminant” oceanic lithosphere differs from that of N-MORB (DMM “corner”, see figure 11). This results from the diversity of processes and agents that can affect the oceanic lithosphere. These processes give the latter an isotopic composition resembling that of E-MORB, which is thus consistent with that of the common component. Conversely, other examples (Tristan and Samoan islands) still plot as trends extending from the most-extreme EM1 and EM2 signature to PHEM/FOZO compositions (Farley et al., 1992; Workman et al., 2004). Therefore, while shallow-level mixing can account for some of the variations, it does not preclude the involvement of a deep, near-primitive component (noble



gas data show that the PHEM/FOZO component is rather undegassed) in the source of Tristan and Samoan basalts, and possibly in some other plume sources also. However, the other archipelagos discussed in this study show that the ubiquity of a near-primitive (PHEM/FOZO-like) component is no longer a necessity.

These different observations point to the necessity of further fine-scale studies of archipelagos in order to see whether the separation of the geochemical signature of OIB from shallow-level interactions influences conclusions about mantle topology and about the existence, nature and composition of a near-primitive mantle reservoir.

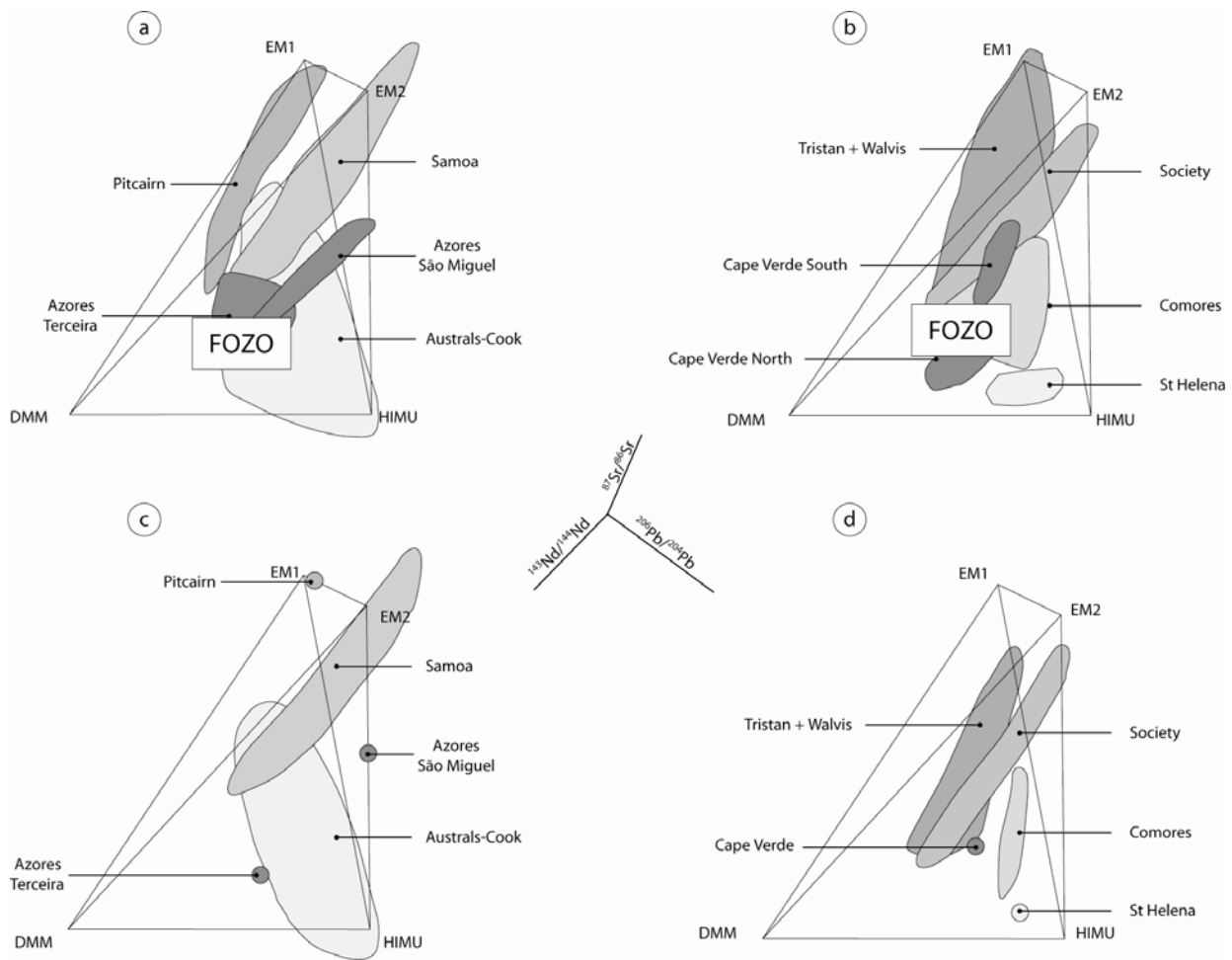


Figure V-11: Representation of the isotopic alignments observed in the 9 archipelagos discussed in this study inside the mantle tetrahedron from Hart et al. (1992). View (a) and (b) show raw isotopic data unfiltered from shallow level interactions. In this view, all trends seem to converge toward a common endmember named FOZO, assumed to be the lower mantle. View (c) and (d) show data filtered from shallow level interactions, which do not converge anymore toward a common endmember. This show that such a component, if it does enter in OIB sources, is not necessarily ubiquitous.

## **II.5. CONCLUSIONS**

Isotopic compositions of OIB may record the fingerprint of several processes, including source heterogeneity and shallow-level modifications related to plume-lithosphere interaction, assimilation and fractional crystallization, and post-eruption seawater interaction. Therefore, recognizing and isolating the different effects of the processes on the isotopic compositions of OIB is a fundamental and ongoing problem in geochemistry. Detailed investigations of 9 OIB localities (Tristan hot spot, Pitcairn, Samoa, Society, Austral-Cook, St Helena, Azores, Cape Verde, Comores) reveal that isotopic variations can often be associated with shallow-level interactions, the isotopic signature of deep sources being restricted to small (or even no) variations. Clearly, a more complete exploration of these contamination processes is required to fully assess the definition of mantle endmembers and/or components from global OIB data arrays. In particular, the idea of a common, near-primitive (generally identified to the lower mantle) component to all plumes (FOZO, PHEM, C) must be questioned. The 9 archipelagos discussed here indeed present a common component, but the latter corresponds for some to the oceanic lithosphere. Therefore, if the existence of a near-primitive component is in agreement with isotopic data measured for some archipelagos, our analysis of data for these 9 localities argues against its ubiquity in mantle plume sources.

## BIBLIOGRAPHIE :

- Allègre C.J., Hamelin B., Provost A. et Dupré B., 1986/1987. Topology in isotopic multispace and origin of mantle chemical heterogeneities. *Earth Planet. Sci. Lett.* **81**, 319-337.
- Allègre C.J., Hart S.R. et Minster J.F., 1983. Chemical structure of the mantle continents determined by inversion of Nd and Sr isotopic data, II. Numerical experiments and discussion. . *Earth Planet. Sci. Lett.* **66**, 191-213.
- Allègre C.J. et Lewin E., 1989. Chemical structure and history of the Earth: evidence from global non-linear inversion of isotopic data in a three box model. . *Earth Planet. Sci. Lett.* **96**, 61-88.
- Allègre C.J. et Turcotte D.L., 1985. Geodynamical mixing in the mesosphere boundary layer and the origin of oceanic islands. *Geophys. Res. Lett.* **12**, 207-210.
- Beier C., Stracke A. et Haase K. M., 2007. The peculiar geochemical signatures of São Miguel (Azores) lavas: Metasomatised or recycled mantle sources? *Earth and Planet. Sci. Lett.* **259**, 186-199.
- Burton K.W., Schiano P., Birck J.-L. et Allègre C.J., 1999. Osmium isotope disequilibrium between mantle minerals in a spinel-lherzolite. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **172**, 311-322.
- Carlson R.W., Esperanca S. et Svisero D.P., 1996. Chemical and Os isotope study of Cretaceous potassic rocks from southern Brazil. *Contrib. Mineral. Petrol.* **125**, 393-405.
- Caroff M., Maury R.C., Guille G. et Cotten J., 1997. Partial melting below Tubuai (Austral Islands, French Polynesia). *Contrib. Mineral. Petrol.* **127**, 369-382.
- Castillo P. et Batiza R., 1989. Strontium, neodymium and lead isotope constraints on near-ridge seamount production beneath the South Atlantic. *Nature* **342**, 262-265.
- Chaffey D. J., Cliff R. A. et Wilson B. M., 1989. Characterization of the St Helena magma source. In: Saunders and Norry Eds., *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society Special Publication, London. **42**, 257-276.
- Chauvel C. et Hémond C., 2000. Melting of a complete section of recycled oceanic crust: Trace element and Pb isotopic evidence from Iceland. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **1**, doi:10.1029/1999GC000002.
- Chauvel C., Hofmann A.W. et Vidal P., 1992. HIMU-EM: the French Polynesian connection. *Earth Planet. Sci. Lett.* **110**, 99-119.
- Chauvel C., McDonough W., Guille G., Maury R. et Duncan R., 1997. Contrasting old and young volcanism in Rurutu Island, Austral chain. *Chem. Geol.* **139**, 125-143.
- Christensen B.P., Holm P.M., Jambon A. et Wilson J.R., 2001. Helium, argon and lead isotopic composition of volcanics from Santo Antão and Fogo, Cape Verde Islands. *Chem. Geol.* **178**, 127-142.
- Class C. et Goldstein S.L., 1997. Plume-lithosphere interactions in the ocean basins: constraints from the source mineralogy. *Earth Planet. Sci. Lett.* **150**, 245-260.
- Class C., Goldstein S.L., Altherr R. et Bachelery P., 1998. The process of plume–lithosphere interactions in the ocean basins - The case of Grande Comore. . *J. Petrol.* **39**, 881-903.
- Class C. et Roex A.P. Le, 2006. Continental material in the shallow oceanic mantle - How does it get there? *Geology* **34**, 129-132.
- Claude-Ivanaj C., Bourdon B. et Allègre C.J., 1998. Ra–Th–Sr isotope systematics in Grande Comore Island: a case study of plume–lithosphere interaction. *Earth Planet. Sci. Lett.* **164**, 99-117.
- Dasch E.J., Hedge C.E. et Dymond J., 1973. Effect of sea water interaction on strontium isotope composition of deep-sea basalts. *Earth. Planet. Sci. Lett.* **19**, 177-183.

- Davies G.R., Norry M., Gerlach D.C. et Cliff R.A., 1989. A combined chemical and Pb-Sr-Nd isotope study of the Azores and Cape Verde hotspots: the geodynamic implications. In: Saunders and Norry Eds., *Magmatism in the ocean basins*. Geol. Soc. Spec. Publ., London. **42**, 231-255.
- DePaolo D.J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth Planet. Sci. Lett.* **53**, 189-202.
- Devey C. W., Albarede F., Cheminée J. -L., Michard A., Mühe R. et Stoffers P., 1990. Active submarine volcanism on the Society hotspot swell (west pacific): A geochemical study. *J. Geophys. Res.* **95**, 5049-5066.
- Dosso L., Bougault H. et Joron J.-L., 1993. Geochemical morphology of the North Mid-Atlantic Ridge, 10°-20°N: Trace element-isotope complementarity. *Earth Planet. Sci. Lett.* **120**, 443-462.
- Dosso L., Bougault H., Langmuir C.H., Bollinger C., Bonnier O. et Etoubleau J., 1999. The age and distribution of mantle heterogeneity along the Mid-Atlantic Ridge (31–41°N). *Earth and Planet. Sci. Lett.* **170**, 269-286.
- Doucelance R., Escrig S., Moreira M., Gariépy C. et Kurz M.D., 2003. Pb-Sr-He isotope and traces element geochemistry of Cape Verde archipelago. *Geochim. Cosmochim. Acta* **67**, 3717-3733.
- Dupré B., Lambert B. et Allègre C.J., 1982. Isotopic variations within a single island : the Terceira case. *Nature* 620-622.
- Dupuy C., Vidal P., Maury R.C. et Guille G., 1993. Basalts from Mururoa, Fangataufa and Gambier islands (French Polynesia): Geochemical dependence on the age of the lithosphere. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **117**, 89-100.
- Eisele J., Sharma M., Galer S.J.G., Blichert-Toft J., Devey C.W. et Hofmann A.W., 2002. The role of sediment recycling in EM-1 inferred from Os, Pb, Hf, Nd, Sr isotope and trace element systematics of the Pitcairn hotspot. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **196**, 197-212.
- Ellam R.M. et Stuart F.M., 2004. Coherent He-Nd-Sr isotope trends in high <sup>3</sup>He/<sup>4</sup>He basalts: implications for a common reservoir, mantle heterogeneity and convection. *Earth Planet. Sci. Lett.* **228**, 511-523.
- Elliott T., Blichert-Toft J., Heumann A., Koetsier G. et Forjaz V., 2007. The origin of enriched mantle beneath São Miguel, Azores. *Geochim. Cosmochim. Acta* **71**, 219-240.
- Escrig S., Doucelance R., Moreira M. et Allègre C.J., 2005. Os isotope systematics in Fogo basalts: evidence for lower continental crust residing in the oceanic lithosphere beneath the Cape Verde Islands. *Chem. Geol.* **219**, 93-113.
- Farley K.A., 1995. Rapid cycling of subducted sediments into the Samoan mantle plume. *Geology* **23**, 531-534.
- Farley K.A., Natland J.H. et Craig H., 1992. Binary mixing of enriched and undegassed (primitive?) mantle components (He, Sr, Nd, Pb) in Samoan lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.* **111**, 183-199.
- Fontignie D. et Schilling J.-G., 1996. Mantle heterogeneities beneath the South Atlantic: a Nd-Sr-Pb isotope study along the Mid-Atlantic Ridge (3°S–46°S). *Earth and Planet. Sci. Lett.* **142**, 209-221.
- Frey F. A., Huang S., Blichert-Toft J., Regelous M. et Boyet M., 2005. Origin of depleted components in basalt related to the Hawaiian hot spot: Evidence from isotopic and incompatible element ratios. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **6**, Q02L07, doi:10.1029/2004GC000757.
- Gerlach D.C., Cliff R.A., Davies G.R., Norry M. et Hodgson N., 1988. Magma sources of the Cape Verde archipelago: Isotopic and trace elements constraints. *Geochim. Cosmochim. Acta* **52**, 2979-2992.
- Gibson S.A., Thompson R.N., Day J.A., Humphris S.E. et Dickin A.P., 2005. Melt-generation processes associated with the Tristan mantle plume: Constraints on the origin of EM-1. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **237**, 744-767.
- Gibson S.A., Thompson R.N. et Dickin A.P., 2000. Ferropicrites: geochemical evidence for Fe-rich streaks in upwelling mantle plumes. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **174**, 355-374.

- Gurenko A.A., Hoernle K.A., Hauff F., Schmincke H.-U., Han D., Miura Y.N. et Kaneoka I., 2006. Major, trace element and Nd–Sr–Pb–O–He–Ar isotope signatures of shield stage lavas from the central and western Canary Islands: Insights into mantle and crustal processes. *Chem. Geol.* **233**, 75-112.
- Hanan B.B., Kingsley R.H. et Schilling J.-G., 1986. Pb isotope evidence in the South Atlantic for migrating ridge–hotspot interaction. *Nature* **322**, 137-144.
- Hanan B.B. et Schilling J.-G., 1989. Easter microplate evolution: Pb isotope evidence. *J. Geophys. Res.* **94**, 7432-7448.
- Hart S.R., Hauri E.H., Oschmann L.A. et Whitehead J.A., 1992. Mantle plumes and entrainment: isotopic evidence. *Science* **256**, 517-520.
- Hart S.R. et Zindler A., 1986. In search for Bulk Earth composition. . *Chem. Geol.* **57**, 247-267.
- Hauri E.H. et Hart S.R., 1993. Re-Os isotope systematics of HIMU and EMII oceanic island basalts from the south Pacific Ocean. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **114**, 353-371.
- Hauri E.H., J.A.Whitehead et Hart S.R., 1994. Fluid dynamic and geochemical aspects of entrainment in mantle plumes. . *J. Geophys. Res.* **99**, 24275-24300.
- Hawkesworth C. J., Norry M. J., Roddick J. C. et Vollmer R., 1979.  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ratios from the Azores and their significance in LIL-element enriched mantle. *Nature* **280**, 28-31.
- Hawkesworth C.J., Mantovanni M.S.M., Taylor P.N. et Palacz Z., 1986. Evidence from the Parana of south Brazil for a continental contribution to Dupal basalts. *Nature* **322**, 356-359.
- Hémond C., Devey C.W. et Chauvel C., 1994. Source compositions and melting processes in the Society and Austral plumes (South Pacific Ocean): Element and isotope (Sr, Nd, Pb, Th) geochemistry. *Chem. Geol.* **115**, 7-45.
- Hirschmann M. M. et Stolper E. M., 1996. A possible role for garnet pyroxenite in the origin of the "garnet signature" in MORB. *Contrib. Mineral. Petrol.* **124**, 185-208.
- Hoernle K., Tilton G. et Schmincke H.-U., 1991. Sr-Nd-Pb isotopic evolution of Gran Canaria: Evidence for shallow enriched mantle beneath the Canary Islands. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **106**, 44-63.
- Hofmann A.W., 1997. Mantle geochemistry: the message from oceanic volcanism. *Nature* **385**, 219-229.
- Hofmann A.W. et White W.M., 1982. Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **57**, 421-436.
- Honda M. et Woodhead J.D., 2005. A primordial solar-neon enriched component in the source of EM-I-type ocean island basalts from the Pitcairn Seamounts, Polynesia *Earth and Planet. Sci. Lett.* **236**, 597-612.
- Huppert H.E., 1989. Phase changes following the initiation of a hot turbulent flow over a cold solid surface. *J. Fluid Mech.* **1198**, 293-319.
- Jagoutz E., Palme H., Baddenhausen H., Blum K., Cendales M., Dreibus G., Spettel B., Lorentz V. et Wänke H., 1979. The abundance of major, minor and trace elements in the Earth's mantle as derived from primitive ultramafic nodules. . *10th Lunar Planet. Sci. Conf.* .
- Kaneko K. et Koyaguchi T., 2004. Experimental study on the effects of crustal temperature and composition on assimilation with fractional crystallization at the floor of magma chambers. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **129**, 155-172.
- Koyaguchi T. et Kaneko K., 1999. A two-stage thermal evolution model of magmas in continental crust. *J. Petrol.* **40**, 241–254.
- Kurz M.D., Jenkins W.J., Schilling J.-G et Hart S.R., 1982. Helium isotopic variation in the mantle beneath the central North Atlantic Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* **58**, 1-14.
- Kurz M.D., Kenna C.K., Lassiter J.C. et DePaolo D.J., 1996. Helium isotopic evolution of Mauna Kea volcano: First results from the 1-km drill core. . *J. Geophys. Res.* **101**, 11781-11791.



- Lassiter J. C. et Hauri E. H., 1998. Osmium-isotope variations in Hawaiian lavas: evidence for recycled oceanic lithosphere in the Hawaiian plume. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **164**, 483-496.
- Lassiter J.C, Hauri E.H., Reiners P.W. et Garcia M.O., 2000. Generation of Hawaiian post-erosional lavas by melting of a mixed lherzolite/pyroxenite source. *Earth Planet. Sci. Lett.* **178**, 269-284.
- Lassiter J.C., Blichert-Toft J., Hauri E.H. et Barszczus H.G., 2003. Isotope and trace element variations in lavas from Raivavae and Rapa, Cook-Austral islands: constraints on the nature of HIMU- and EM-mantle and the origin of mid-plate volcanism in French Polynesia. *Chem. Geol.* **202**, 115-138.
- MacDougall J.D. et Lugmair G.W., 1986. Sr and Nd isotopes in basalts from the East Pacific Rise: significance for mantle heterogeneity. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **77**, 273-284.
- Madureira P., Moreira M., Mata J. et Allègre C.J., 2005. Primitive neon isotopes in Terceira Island (Azores archipelago). *Earth and Planet. Sci. Lett.* **233**, 429-440.
- Menzies M. et Seyfried W.E., 1979. Basalt-seawater interaction: trace element and strontium isotopic variations in experimentally altered glassy basalt. *Earth Planet. Sci. Lett.* **44**, 463-472.
- Milner S.C. et Roex A.P. Le, 1996. Isotope characteristics of the Okenyenya igneous complex, northwestern Namibia: constraints on the composition of the early Tristan plume and the origin of the EM 1 mantle component. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **141**, 277-291.
- Moreira M., Doucelance R., Kurz M.D., Dupré B. et Allègre C.J., 1999. Helium and lead isotope geochemistry of the Azores Archipelago. *Earth Planet. Sci. Lett.* **169**, 189-205.
- O'Connor J.M. et Duncan R.A., 1990. Evolution of the Walvis Ridge–Rio Grande Rise hot spot system: implications for African and South American plate motions over plumes. *J. Geophys. Res.* **95**, 17475-17502.
- O'Nions R.K. et Pankhurst R.J., 1974. Petrogenetic Significance of Isotope and Trace Element Variations in Volcanic Rocks From the Mid-Atlantic. *J. Petrol.* **15**, 603-634.
- Palacz Z.A. et Saunders A.D., 1986. Coupled trace element and isotope enrichment in the Cook-Austral-Samoa islands, southwest Pacific. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **79**, 270-280.
- Pegram W., 1990. Development of continental lithospheric mantle as reflected in the chemistry of the Mesozoic Appalachian Tholeites. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **97**, 316-331.
- Resing J.A. et Sansone F.J., 2002. The chemistry of lava-seawater interactions II: the elemental signature. *Geochim. Cosmochim. Acta* **66**, 1925-1941.
- Richards M., Duncan R.A. et Courtillot V.E., 1989. Flood basalts and hot spot tracks: Plume heads and tails. *Science* **246**, 103-107.
- Richardson S.H., Erlank A.J., Duncan A.R. et Reid D.L., 1982. Correlated Nd, Sr and Pb isotope variation in Walvis Ridge basalts and implications for the evolution of their mantle source. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **59**, 327-342.
- Saal A.E., Hart S.R., Shimizu N., Hauri E.H., Layne G.D. et Eiler J.M., 2005. Pb isotopic variability in melt inclusions from the EMI-EMII-HIMU mantle end-members and the role of the oceanic lithosphere. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **240**, 605-620.
- Schiano P., Burton K.W., Dupré B., Birck J.-L., Guille G. et Allègre C.J., 2001. Correlated Os-Pb-Nd-Sr isotopes in the Austral-Cook chain basalts: the nature of mantle components in plume sources. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **186**, 527-537.
- Skovgaard A.C., Storey M., Baker J.A., Blusztajn J. et Hart S.R., 2001. Osmium-oxygen isotopic evidence for a recycled and strongly depleted component in the Iceland mantle plume. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **194**, 259-275.
- Späth A., Roex A.P. Le et Duncan R.A., 1996. The geochemistry of lavas from the Comores archipelago, Western Indian ocean: Petrogenesis and mantle source region characteristics. *J. Petrol.* **37**, 961-991.

- Spera F.J. et Bohrsen W.A., 2001. Energy-constrained open system magmatic processes, I. General model and energy-constrained assimilation and fractional crystallization (EC-AFC) formulation. *J. Petrol.* **42**, 999-1018.
- Stuart F.M., Lass-Evans S., Fitton J.G. et Ellam R.M., 2003. High  $^3\text{He}/^4\text{He}$  ratios in picritic basalts from Baffin Island and the role of a mixed reservoir in mantle plumes. *Nature* **424**, 57-59.
- Tait S. et Jaupart C.P., 1989. Compositional convection in viscous melts. *Nature* **338**, 571-574.
- Taylor H.P., 1980. The effects of assimilation of country rock by magmas on  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  and  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  systematics in igneous rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.* **47**, 243-254.
- Thompson R.N., Gibson S.A. et Dickin A.P., 2001. Early Cretaceous basalt and picrite dykes of the southern Etendeka region, NW Namibia: windows into the role of the Tristan mantle plume in Paraná–Etendeka magmatism. *J. Petrol.* **42**, 2049-2081.
- Turner S., Hawkesworth C., Rogers N. et King P., 1997. U---Th isotope disequilibria and ocean island basalt generation in the Azores. *Chem. Geol.* **139**, 145-164.
- Weaver B.L., 1991. The origin of ocean island basalt end-member compositions: trace element and isotopic constraints. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **104**, 381-397.
- White R.S. et McKenzie D., 1989. Magmatism at rift zones – The generation of volcanic continental margins and flood basalts. *J. Geophys. Res.* **94**, 7685-7729.
- White W.M., 1985. Sources of oceanic basalts: radiogenic isotopic evidence. *Geology* **13**, 115-118.
- White W.M., 1995. The fifth plume component. In: D.L. Anderson (Ed.), *Plume 2. Terra Nostra 3*. Alfred Wegener-Stiftung, Bonn.
- White W.M. et Duncan R.A., 1996. Geochemistry and geochronology of the Society Islands: New evidence for deep mantle recycling. In: Basu and Hart Eds., *Earth Processes: Reading the Isotopic Code*. American Geophysical Union, Washington.
- White W.M., Hofmann A.W. et Puchelt H., 1987. Isotope geochemistry of Pacific mid-ocean ridge basalt. *J. Geophys. Res.* **92**, 4881-4894.
- Widom E. et Shirey S.B., 1996. Os isotope systematics in the Azores: implications for mantle plume sources. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **142**, 451-465.
- Woodhead J.D., 1996. HIMU in an oceanic setting : The geochemistry of Mangaia Island (Polynesia) and temporal evolution of the Cook-Austral hotspot. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* **72**, 1-19.
- Woodhead J.D. et Devey C.W., 1993. Geochemistry of the Pitcairn seamount, 1: source character and temporal trends. *Earth Planet. Sci. Lett.* **116**, 81-99.
- Workman R.K., Hart S.R., Jackson M., Regelous M., Farley K.A., Blusztajn J., Kurz M.D. et Staudigel H., 2004. Recycled metasomatized lithosphere as the origin of the Enriched Mantle II (EM2) end-member: Evidence from the Samoan Volcanic Chain. *Geochem. Geophys. Geosyst.* **5**, DOI 10.1029/2003GC000623.
- Wright E. et White W.M., 1987. The origin of Samoa: new evidence from Sr, Nd, and Pb isotopes. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **81**, 151-162.
- Zindler A. et Hart S.R., 1986. Chemical geodynamics. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.* **14**, 493-571.
- Zindler A., Jagoutz E. et Goldstein S.L., 1982. Nd, Sr, and Pb isotopic systematics in a three component mantle : A new perspective. *Nature* **298**, 519-523.





---

# CHAPITRE VI

---

## PROCEDURES ANALYTIQUES

*L'étude de l'influence des Interactions de Faibles Profondeurs sur la signature géochimique des OIB que j'ai menée est basée sur les variations combinées des concentrations en éléments majeurs et traces ainsi que des compositions isotopiques des éléments strontium, néodyme et plomb des basaltes des îles du Cap Vert et des Açores. L'acquisition de ces données s'est faite pour la majeure partie au Laboratoire Magmas et Volcans. Seules les données isotopiques de Pb ont été obtenues sur l'instrument Nu Plasma de l'ENS Lyon et les concentrations en éléments majeurs et traces des basaltes de l'île de São Jorge ont été mesurées au Service d'Analyse des Roches et Minéraux du CRPG Nancy.*

*Si l'acquisition de la composition chimique des échantillons peut se faire par des méthodes multi-élémentaires (analyse simultanée de plusieurs éléments) après dissolution d'une certaine quantité de poudre d'échantillon, les compositions isotopiques nécessitent en revanche une séparation chimique par chromatographie des éléments ciblés (Sr, Nd, Pb). De plus, la mesure proprement dite est différente pour chaque jeu de données envisagé. Dans ce chapitre, je décrirai chaque protocole utilisé afin de définir les compositions chimiques et isotopiques de mes échantillons. J'apporterai un recul particulier sur les particularités de chaque instrument utilisé au cours de ce travail (TIMS et MC-ICP-MS) ainsi que sur les biais et erreurs liés à l'acquisition de ces données.*

## **I. MESURE DES CONCENTRATIONS DES ELEMENTS MAJEURS ET TRACES**

### **I.1. PREPARATION DES ECHANTILLONS**

La dissolution des poudres d'échantillons se fait par la méthode dite de la fusion alcaline. Il s'agit de porter à 1100°C, pendant 4 minutes dans un four à induction, un mélange de 100 mg d'échantillon et de 300 mg de LiBO<sub>2</sub> (agent fondant) contenu dans un creuset en graphite. Le mélange, porté à une très forte température, va fondre et sera plongé immédiatement après sa sortie du four à induction dans une solution de 50 ml d'acide nitrique (HNO<sub>3</sub>) de concentration 1 mole/L (1M), dans laquelle 40 µL d'acide fluorhydrique ont été préalablement versés. La masse en fusion va alors se dissoudre dans la solution d'acide, remuée par un agitateur magnétique, en une vingtaine de minutes.

Après cette étape, la solution est "aliquotée", une petite partie servira à l'analyse des éléments en traces par ICP-MS, tandis que le reste servira à l'analyse des éléments majeurs par ICP-AES.

La perte au feu totale est quand à elle mesurée sur une aliquote différente de poudre d'échantillon, elle est la somme de deux différences de pesée après deux étapes de chauffage. La première perte au feu est la différence entre la masse initiale de l'aliquote de poudre et sa masse après un chauffage à 100°C pendant 5 minutes. On quantifie ainsi la quantité d'eau dite libre dans l'échantillon. La deuxième perte au feu est la différence de masse entre l'aliquote après la première étape de chauffage et l'aliquote après un deuxième chauffage à 1000°C (sans agent fondant). Cette deuxième étape va vaporiser tout le carbone contenu dans l'échantillon (matière organique, carbonates), sous forme de CO ou CO<sub>2</sub>.

### **I.2. SPECTROMETRIE DE MASSE A SOURCE PLASMA ET QUADRUPOLE**

Les éléments en traces ont été mesurés sur l'ICP-MS quadripolaire (Fig. VI-1) du LMV à Clermont-Ferrand pour les échantillons de l'île de São Nicolau, et au Service d'Analyse des Roches et Minéraux (SARM) du CRPG Nancy pour les échantillons de l'île de São Jorge.

La mesure sur ICP-MS se déroule en deux temps, une étape à pression atmosphérique, et une autre sous vide poussé. En premier lieu, les échantillons sont d'abord introduits dans l'ICP-MS sous forme liquide (débit ~0,5 mL/min) avant d'être additionnés à un flux d'argon pour former un aérosol dans le nébuliseur. Une infime fraction (1 à 2%) de cet aérosol va

ensuite passer dans la torche à plasma où se situe une bobine à 3 spires concentriques. Une décharge électrique dans la bobine va permettre d'ioniser certains atomes d'Ar, qui vont entrer en collision avec d'autres atomes et les ioniser à leur tour. Il se forme ainsi un plasma atteignant 6000 à 8000K. A cette température, tous les éléments ayant un potentiel d'ionisation inférieur à celui de l'Ar sont ionisés avec un rendement d'environ 75%. Les ions sont ensuite accélérés dans le champ électrique créé entre les spires et l'extrémité finale de l'ICP-MS.

Le passage entre la partie de l'appareil sous pression atmosphérique et la partie sous vide se fait par un système de 2 cônes en nickel successifs dont la pointe (percée pour permettre le passage des ions) est orientée vers la torche à plasma. Ces deux cônes sont refroidis par de l'eau à 12°C. Entre ces deux cônes se situe une pompe à palette permettant de descendre la pression à 2 mbars.

La seconde partie du parcours de l'échantillon à travers le spectromètre débute après le cône « écumoire », dans un vide dépassant les  $10^{-6}$  mbars. Le flux d'ions passe d'abord à travers une série de lentilles servant à le focaliser, puis à travers le quadrupôle. Le quadrupôle est constitué de 4 barreaux de molybdène sous tension. Le champ électrique généré va dévier les ions en leur faisant décrire des oscillations dont l'amplitude varie avec le rapport masse/charge. Une fois passé ce filtre, la détection des ions s'effectue grâce à un multiplicateur d'électrons.

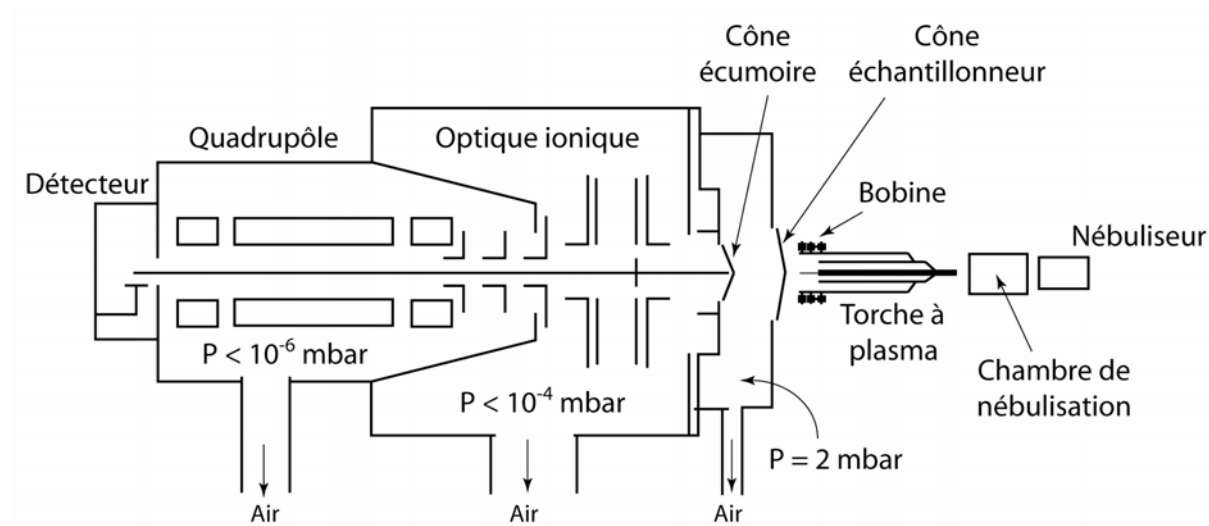


Figure VI-1 : Schéma simplifié d'un ICP-MS quadrupolaire. Les solutions d'échantillons sont introduites dans le nébuliseur où elles sont mélangées avec un flux d'argon pour former un aérosol, qui va être ionisé dans la torche à plasma. Après accélération et focalisation au niveau de l'optique ionique, le faisceau d'ions est filtré en passant à travers le quadrupôle puis collecté au niveau du détecteur.

Il faut noter qu'aucune séparation chimique n'est effectuée préalablement au passage sur ICP-MS. Il en résulte un effet de matrice lié à la présence des éléments majeurs (Si, Fe, Mg, ...). On diminue cet effet de matrice en appliquant un facteur de dilution élevé à l'échantillon. De plus, on corrige de l'effet résiduel en introduisant dans tous les échantillons un standard interne enrichi en éléments faiblement concentrés dans l'échantillon (Mo, In, Re, Bi) et couvrant une gamme de masse importante.

Les acquisitions ont été faites en mode « saut de pic ». Dans ce mode, les isotopes analysés de chaque élément désiré sont prédéfinis et la tension appliquée au quadrupôle est ajustée de manière discontinue afin de permettre aux ions de masses choisies d'atteindre le détecteur. La quantification des éléments a été faite par une méthode d'étalonnage dite « externe ». Cette droite est définie par un point bas, défini par le blanc d'attaque, et par un point haut, un standard certifié plus enrichi que les échantillons. Les signaux mesurés pour chaque échantillon sont ensuite comparés à cette droite après correction des interférences.

### **I.3. REPRODUCTIBILITE**

La reproductibilité de la totalité de la procédure de mesure des concentrations en éléments majeurs et traces doit prendre en compte chaque étape : broyage des échantillons, fusion alcaline, spectrométrie de masse. Pour l'estimer, on peut donc broyer 2 poudres d'un même échantillon qui seront ensuite traitées de manière indépendante.

Ainsi, 2 échantillons de l'île de São Nicolau ont été broyés de manière croisée afin de tester cette erreur. Les concentrations en éléments traces montrent que les deux poudres issues de l'échantillon SN 04 sont reproductibles (fig. VI-2a), en revanche, les deux poudres issues de l'échantillon SN 01 sont sensiblement différentes. Une contamination lors du broyage est cependant à exclure car l'échantillon SN 01B ne possède pas une composition chimique intermédiaire entre l'échantillon SN 01A et SN 04A.

Le même raisonnement peut-être appliqué aux poudres SJ 58A et SJ 58B (fig. VI-2b). Ces poudres ont été croisées avec l'échantillon SJ 57 lors du broyage. L'échantillon SJ 58B, bien que sensiblement différent de SJ 58A ne possède pas une composition en éléments traces intermédiaire entre ce dernier et SJ 57.

Deux alternatives sont possibles pour expliquer ces différences de composition : (i) une hétérogénéité de l'échantillon initial ; ou (ii) une contamination d'une des aliquotes suite à un effet mémoire au niveau de l'ICP-MS. Pour autant, un tel effet affecterait toutes les solutions mesurées lors d'une même séance, standards compris, ce qui n'a pas été observé. En conséquence, nous favoriserons l'hétérogénéité de l'échantillon initial afin d'expliquer ces différences de concentrations entre deux poudres d'un même échantillon.

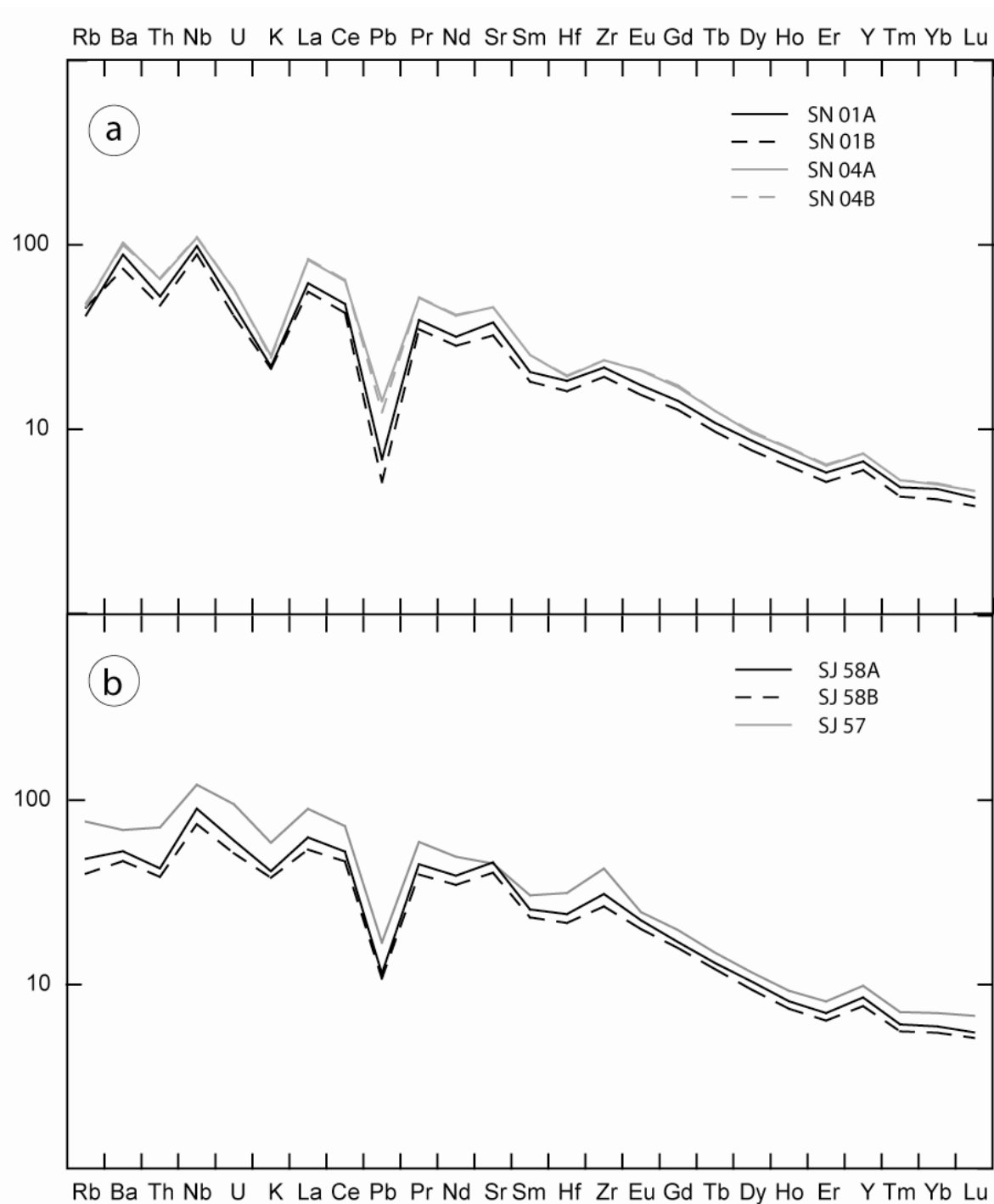


Figure VI-2 : Spectres d'éléments traces d'échantillons croisés. (a) Échantillons de l'île de São Nicolau (archipel du Cap Vert) ; (b) échantillons de l'île de São Jorge (archipel des Açores). Les échantillons SN 01B et SJ 58B sont sensiblement différents des échantillons « A ». Cette différence ne peut être liée à une contamination lors du broyage, et est interprétée comme reflétant l'hétérogénéité de l'échantillon.

## **II. MESURE DES COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DE SR, ND, ET Pb**

L'étude des basaltes des îles de São Nicolau (archipel du Cap Vert) et de São Jorge (archipel des Açores) repose en grande partie sur les compositions isotopiques de Sr, Nd et Pb. L'analyse de ces compositions requiert, après dissolution des poudres d'échantillons, la séparation chimique des éléments concernés par chromatographie sur colonne. Les solutions d'éléments séparés sont ensuite mesurées sur spectromètre de masse multi-collection à thermo-ionisation (MC-TIMS) ou à source plasma (MC-ICP-MS).

Dans cette partie, je présenterai les protocoles suivis, à la fois pour la préparation des échantillons, mais aussi pour la mesure des compositions isotopiques par spectrométrie de masse. Ces protocoles sont basés sur les méthodes conjointes Sr-Nd de Pin et Bassin (1992) et Pin et al. (1994), ainsi que la méthode de Manhès et al. (1978) pour les isotopes du Pb.

### **II.1. SEPARATION CHIMIQUE PAR CHROMATOGRAPHIE**

#### **II.1.1. Séparation conjointe du Sr et Nd**

##### **II.1.1.1. Procédure d'attaque des poudres**

La dissolution des poudres d'échantillons se fait par une méthode dite d'attaque acide. Cette méthode consiste à briser toutes les liaisons chimiques existantes dans le réseau cristallin de la roche pour mettre en solution tous les éléments. Le protocole suivi est représenté par la fig. VI-3.

On peut distinguer plusieurs étapes dans ce protocole :

- Les étapes 1 à 3 représentent le lessivage de la poudre afin d'éliminer les traces d'altération, affectant le rapport isotopique de Sr.
- Les étapes 4 à 8 représentent la dissolution du résidu dans l'acide fluorhydrique (HF) et l'élimination des fluorures ( $\text{SiF}_6$ ,  $\text{CaF}_2$ , ...) par évaporation différentielle avec l'acide perchlorique ( $\text{HClO}_4$ ). Ce dernier s'évapore à plus haute température et permet de conserver le résidu d'attaque en solution et ainsi d'éliminer la majorité des fluorures.
- Les étapes 9 à 11 représentent le passage sous forme chlorure des espèces ioniques présentes dans le résidu avant le passage sur colonne chromatographique.



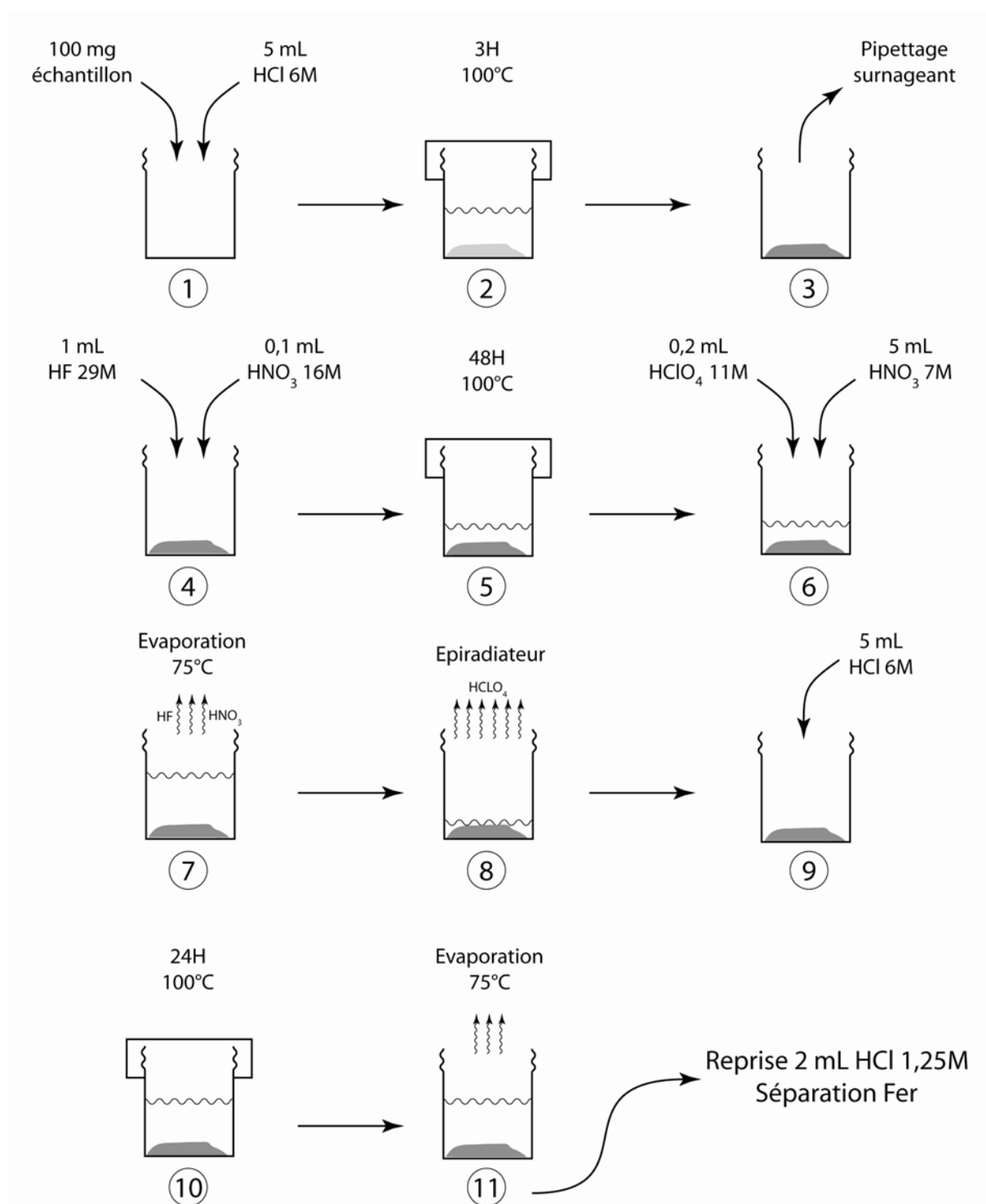


Figure VI-3 : Schéma du protocole de dissolution des échantillons basaltiques par attaque acide. On note 3 grandes étapes dans ce protocole : le lessivage (étapes 1 à 3), la dissolution (étapes 4 à 8) et la préparation au passage sur colonne chromatographique (étapes 9 à 11).

### II.1.1.2. Séparation chimique

La séparation chimique du Sr et du Nd dans les échantillons basaltiques (riche en Fe) se fait en 3 étapes et 4 colonnes successives selon le protocole défini par Pin et Bassin (1992) et Pin et al. (1994). La première étape (fig. VI-4) consiste à séparer le Fe car cet élément a un effet inhibiteur sur le pouvoir séparateur des colonnes suivantes. La deuxième étape (fig. VI-5) permet de séparer le Sr d'un côté, et les Terres Rares (dont le Nd) de l'autre au moyen d'une cascade de colonnes. Enfin, la dernière étape (fig. VI-6) permet la séparation du Nd du reste des Terres Rares.

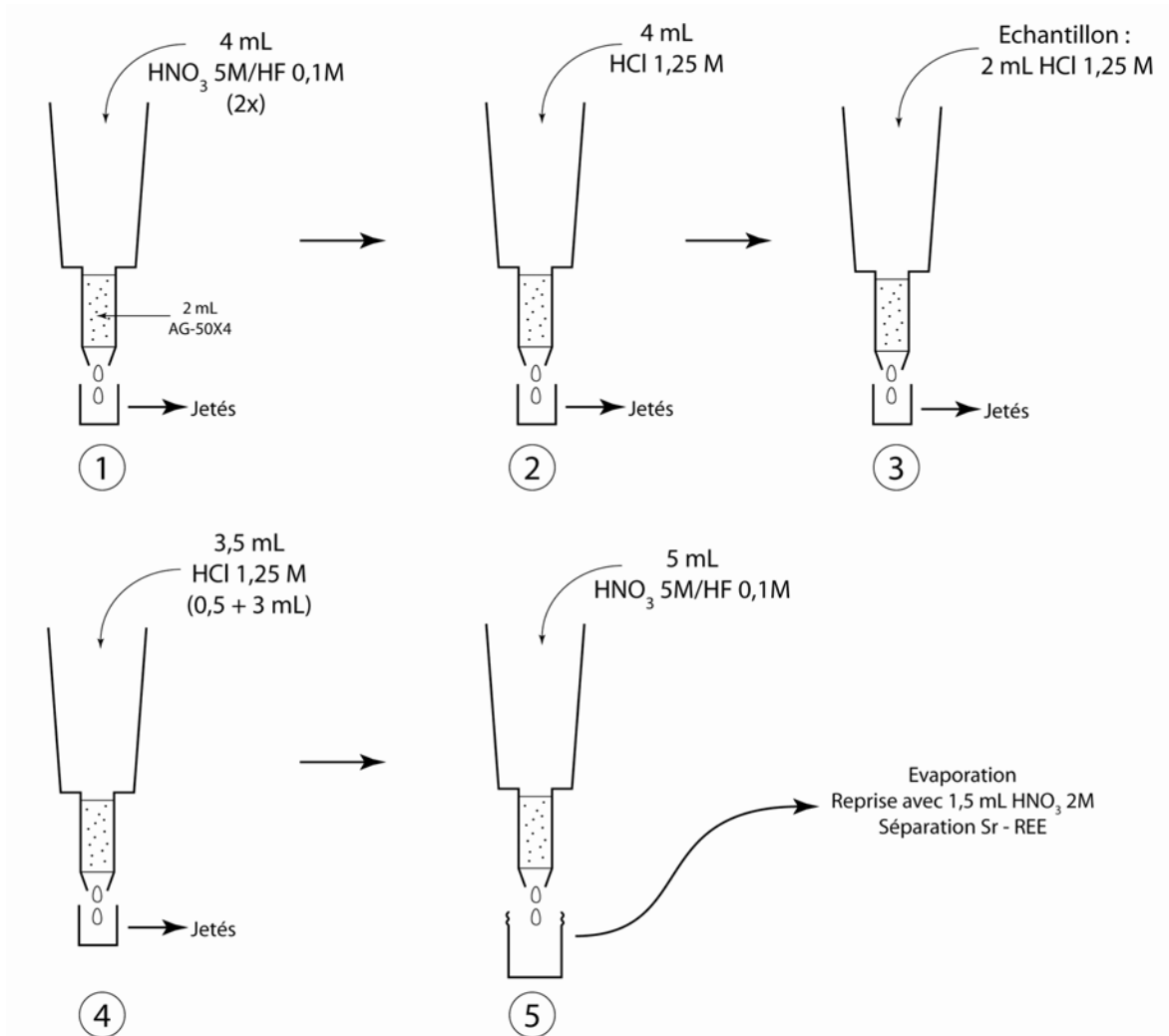


Figure VI-4 : Protocole de séparation-élimination du Fer contenu dans les échantillons au moyen d'un passage sur résine cationique (AG50-X4). Cette purification permet d'empêcher l'inhibition du pouvoir séparateur des colonnes chromatographiques suivantes. Description des étapes : 1, lavage de la résine ; 2, pré-conditionnement de la résine ; 3, introduction de l'échantillon ; 4, élimination du Fer (cette étape élimine aussi une faible proportion de Sr) ; 5, collection du Sr et des Terres Rares de l'échantillon.

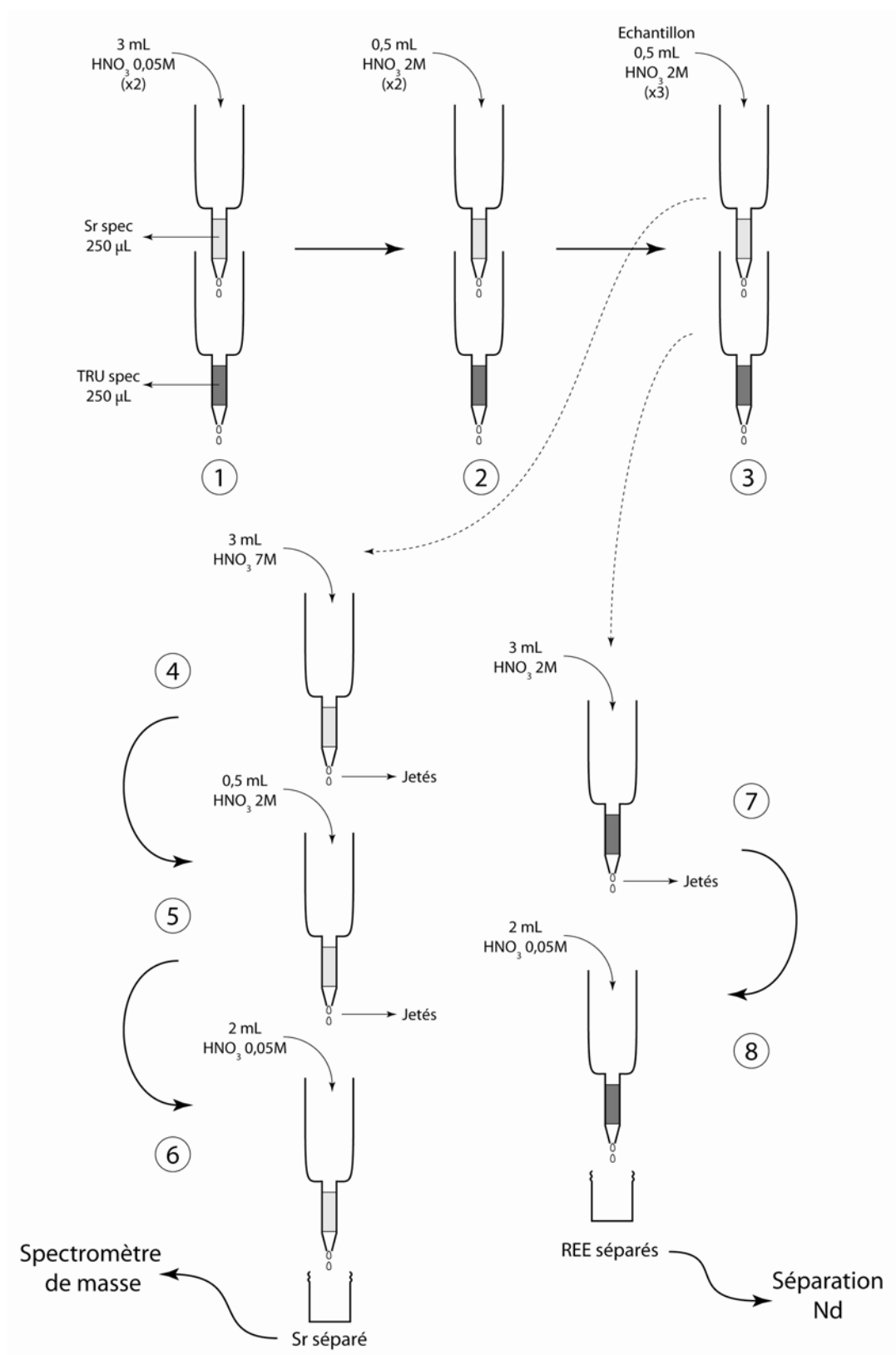


Figure VI-5 : Protocole de séparation conjointe Sr/Terres Rares. Description des étapes : 1, lavage des résines ; 2, pré-conditionnement des résines ; 3, introduction de l'échantillon et séparation des colonnes ; 4-5, lavages successifs et élimination des éléments traces (Ba notamment) ; 6, collection du Sr de l'échantillon ; 7 lavage et élimination d'éléments traces ; 8, collection des Terres Rares de l'échantillon.

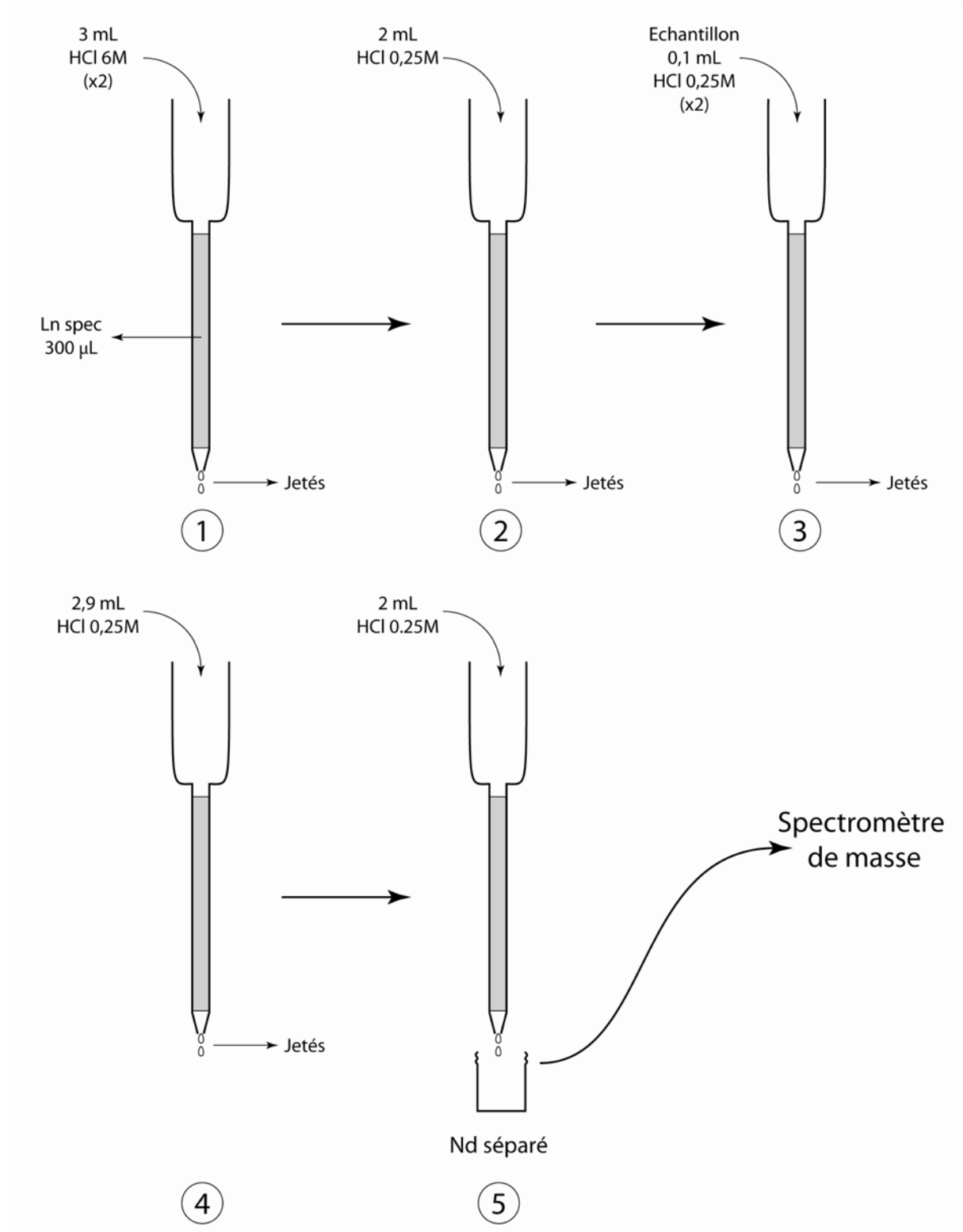


Figure VI-6 : Séparation du Nd des autres Terres Rares. Description des étapes : 1, lavage de la résine ; 2, pré-conditionnement de la résine ; 3, introduction de l'échantillon ; 4, élimination des Terres Rares plus légères que le Nd (La, Ce, Pr) ; 5, collection du Nd de l'échantillon. Il faut noter que les Terres Rares plus lourdes que le Nd (Sm, Eu, ...) peuvent être récupérées dans des étapes ultérieures de ce protocole.

### **II.1.2. Séparation du Pb**

Le protocole suivi pour la dissolution des échantillons avant séparation du Pb est celui de Manhès et al. (1978). Les attaques ont été faites sur 500 mg de poudre afin de maximiser la quantité de Pb disponible pour analyse.

#### **II.1.2.1. Procédure d'attaque des poudres**

La procédure d'attaque des poudres dans le but de séparer le Pb est différente de la procédure appliquée avant séparation du Sr et du Nd (fig. VI-7). En effet, après la première étape de dissolution dans l'acide fluorhydrique (HF), on ajoute de l'acide bromhydrique (HBr). Cette étape permet de former préférentiellement des bromures de plomb. Ceux-ci ont l'avantage d'être solubles alors que les fluorures de plomb ne le sont pas. De cette manière, une simple reprise en acide bromhydrique dilué après évaporation permet d'extraire le plomb du résidu d'attaque. Un lavage du résidu après un premier pipetage du surnageant permet d'assurer une récupération quasi-totale du plomb contenu dans l'échantillon.

#### **II.1.2.2. Séparation chimique**

La séparation chimique du Pb se fait sur résines dites anioniques (fig. VI-8). Ces résines ont la particularité de retenir les complexes anioniques (dont le  $\text{PbBr}_3^-$ ) en laissant passer tous les cations. De ce fait, la majeure partie des éléments contenus dans la solution d'introduction est éliminée dès cette étape. De plus, le contraste de comportement de la résine, entre un milieu en acide bromhydrique et un milieu en acide chlorhydrique dilué, assure un rendement de séparation très élevé.

Le premier passage s'effectue avec un grand volume de solution d'introduction (12 mL). L'importance de ce volume est due à la quantité de poudre attaquée, nécessitant un volume d'acide important pour sa dissolution et la reprise du résidu.

Après collection du Pb en HCl dilué, un second passage sur colonne (après changement de la résine) est nécessaire pour purifier l'échantillon en Pb. Ce dernier se fait sans évaporation de la solution collectée. En effet, un simple ajout d'HBr concentré permet de revenir à une solution prête à être introduite.

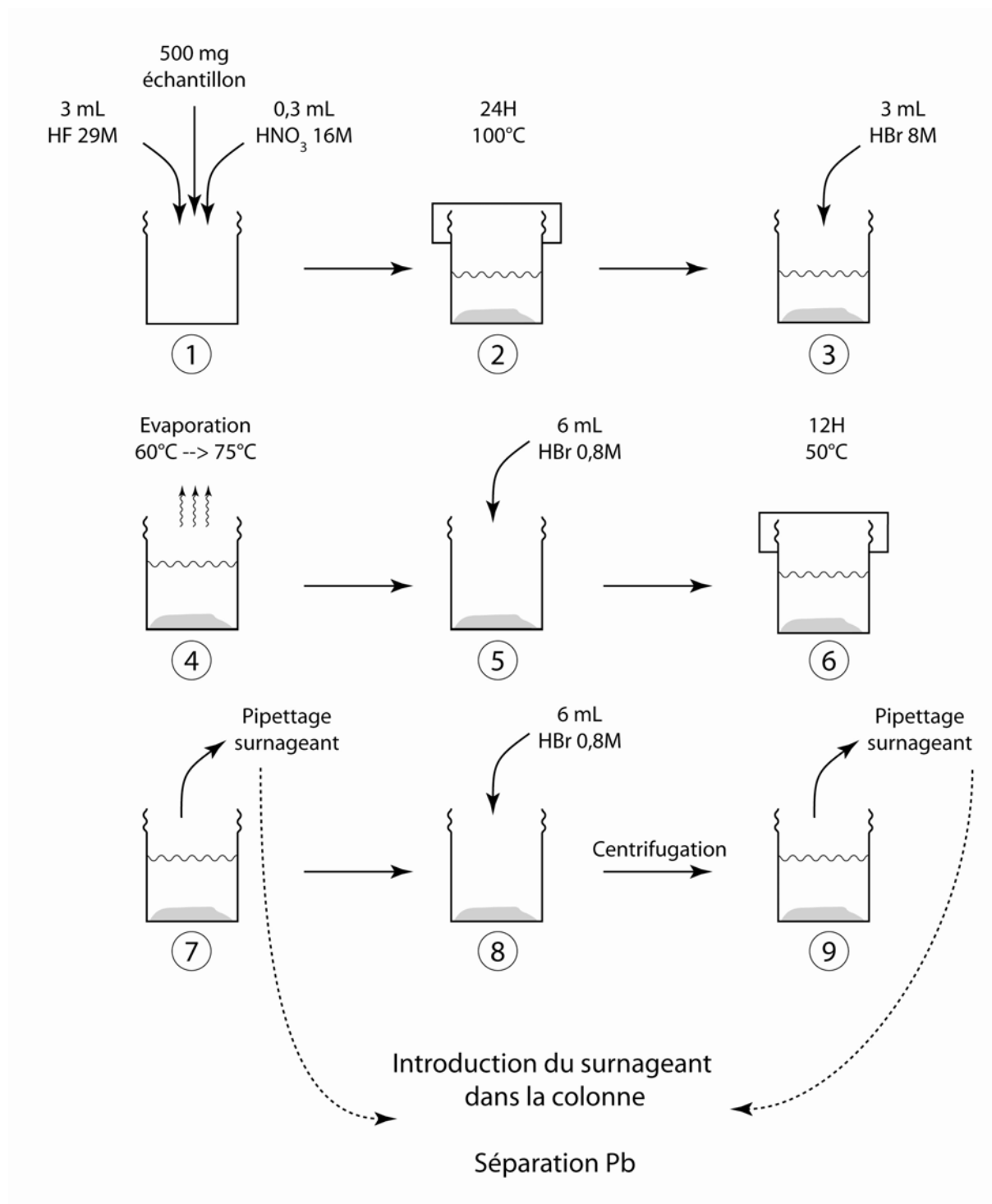


Figure VI-7 : Procédure d'attaque acide des échantillons avant séparation du Pb, d'après (Manhès et al., 1978). Description des étapes : 1-2, dissolution de l'échantillon ; 3-4, formation de bromures ; 5-6, reprise du résidu d'attaque en HBr dilué ; 7, pipettage du surnageant après centrifugation ; 8-9, lavage du résidu en HBr dilué et pipettage du surnageant.

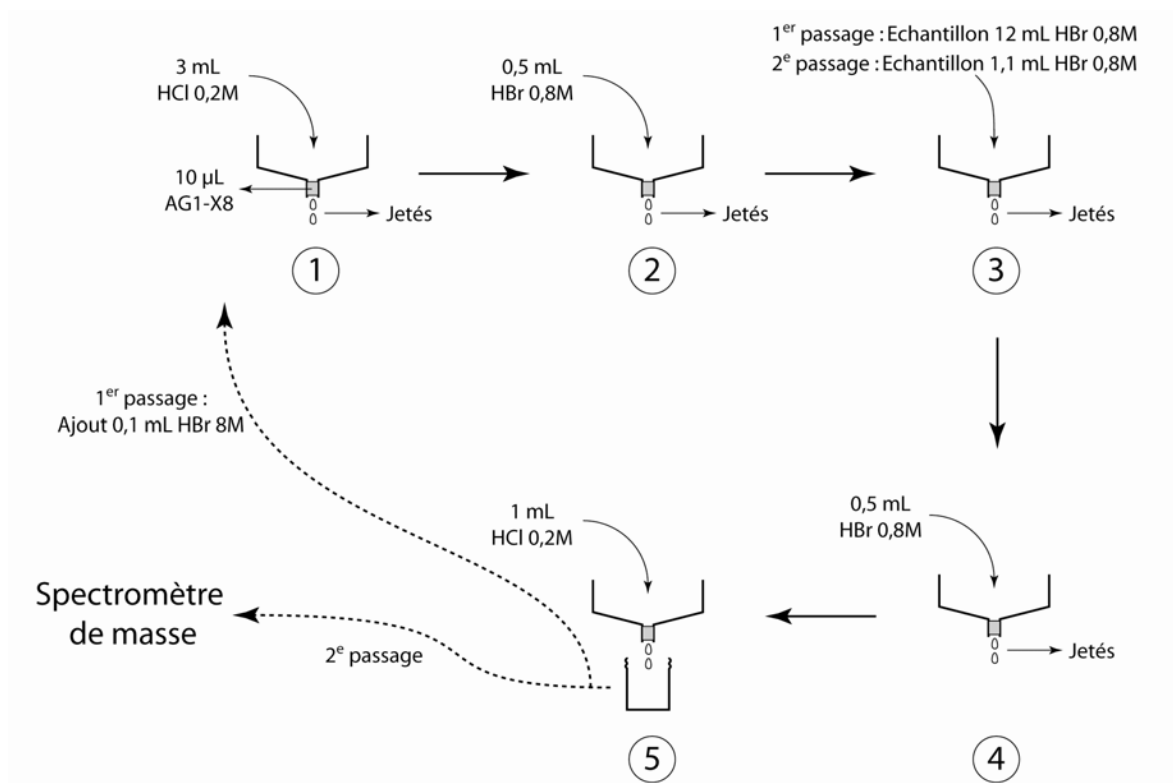


Figure VI-8 : Protocole de séparation du Pb des échantillons (Manhès et al., 1978). Description des étapes : 1-2, lavage et pré-conditionnement de la résine ; 3, introduction de l'échantillon ; 4, élimination des éléments non désirés ; 5, collection du Pb. Après le premier passage, on ajoute de l'HBr concentré afin de réintroduire directement l'échantillon dans la colonne avec une résine neuve. Ce second passage permet de purifier l'échantillon avant la mesure sur spectromètre de masse.

## II.2. MESURE DES COMPOSITIONS ISOTOPIQUES PAR SPECTROMETRIE DE MASSE

### II.2.1. PRINCIPES DE FONCTIONNEMENT

La mesure des compositions isotopiques de Sr, Nd et Pb se fait par spectrométrie de masse multi-collection. Ces spectromètres de masse possèdent, à la différence de l'ICP-MS quadropolaire utilisé pour mesurer les concentrations en éléments traces, plusieurs détecteurs (cages de Faraday) permettant l'acquisition simultanée de plusieurs signaux.

La majeure partie des mesures a été effectuée au LMV de Clermont-Ferrand sur le spectromètre de masse à thermo-ionisation Triton (fig. VI-9), commercialisé par Thermo, installé en février 2005. Il a la particularité de pouvoir focaliser le faisceau d'ions en deux endroits (avant et après l'aimant), permettant une plus grande liberté dans l'assignation des signaux aux cages, ainsi que la possibilité de mesure en mode multidynamique sans jouer sur l'intensité du champ magnétique. Une autre particularité est la présence d'amplificateurs virtuels permettant l'annulation du gain entre toutes les cages.



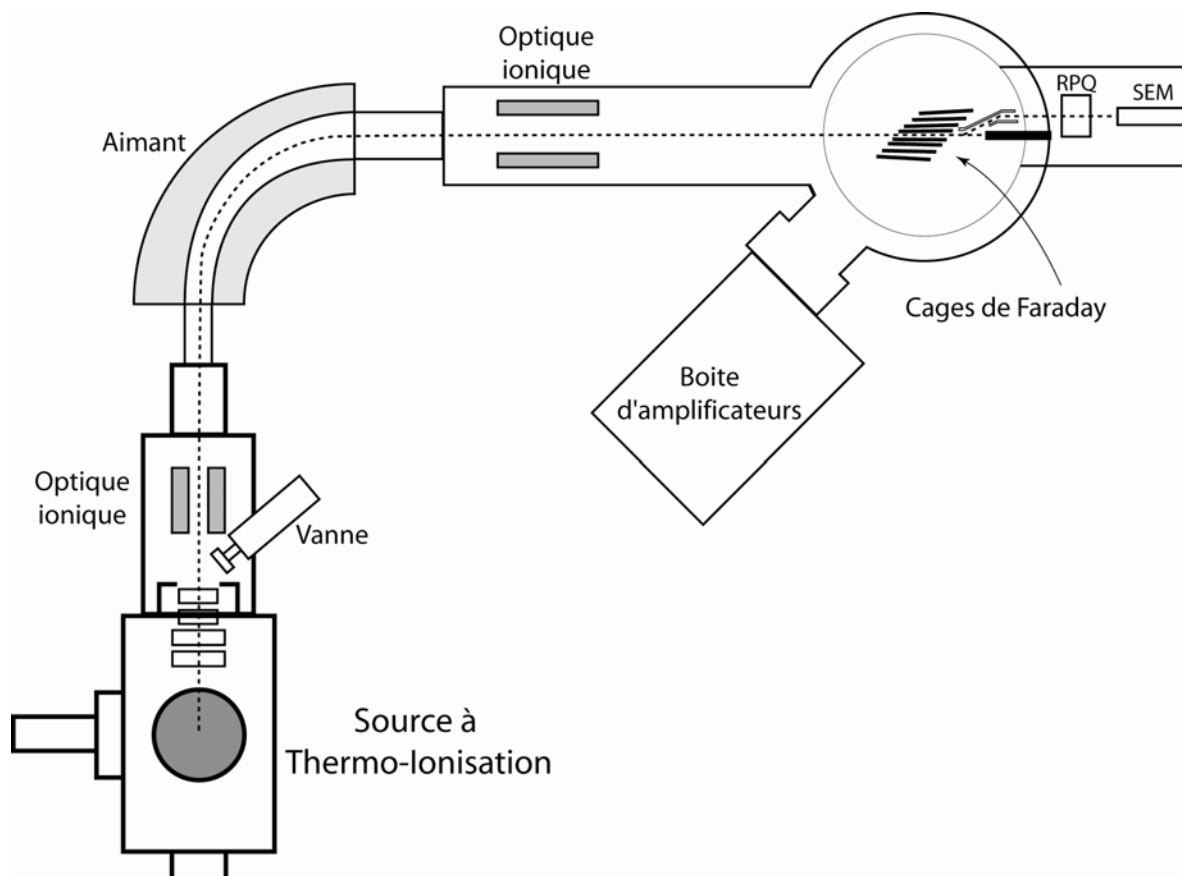


Figure VI-9 : Schéma simplifié du spectromètre de masse TRITON, installé au LMV Clermont-Ferrand. L'échantillon, situé dans la source, est ionisé par apport de chaleur, le faisceau d'ion (représenté en pointillés) est ensuite accéléré, focalisé, puis passe à travers un aimant qui va séparer les isotopes de l'élément analysé selon leur masse. L'échantillon arrive ensuite dans les cages de Faraday où chaque signal (un signal = un isotope) sera quantifié. La mesure de signaux faibles peut se faire grâce au SEM, après filtrage du signal par le RPQ.

De manière pratique, les solutions d'échantillon sont mono-élémentaires après séparation chimique. Ces dernières sont évaporées puis déposées sur un filament de Tungstène avec de l'acide phosphorique. Cet acide a la particularité d'être visqueux et est utilisé pour obtenir un dépôt le moins étalé possible. Classiquement, les filaments utilisés dans la spectrométrie par thermo-ionisation sont en Rhénium/Tantale, cependant, le TRITON du Laboratoire Magmas et Volcans sert également pour la mesure de la systématique Re-Os. L'utilisation de tels filaments contaminerait l'instrument en Re, faussant alors les mesures de cette systématique.

Une fois introduit dans le spectromètre, un courant électrique variant entre 2 et 3 ampères (selon l'élément mesuré et la quantité d'échantillon) va parcourir le filament, pour évaporer,

puis ioniser le dépôt. Une fois les ions formés, ils sont accélérés dans un champ électrique (~10 kV) puis focalisés pour former un faisceau d'ions rectiligne.

Ce faisceau traverse ensuite un champ magnétique qui va permettre de séparer les ions selon leur rapport masse/charge. Les ions formés étant tous chargés positivement une fois (cas du Sr, Nd et Pb), la différence de trajectoire sera entièrement dépendante du rapport de masse entre chaque isotope mesuré.

Une fois séparés, les faisceaux d'ions peuvent être refocalisés avant d'être collectés dans les détecteurs. Deux types de détecteurs sont disponibles : (i) les cages de Faraday (9 cages sur le TRITON) ; ou (ii) le SEM (Secondary Electron Multiplier). Les cages de Faraday sont réservées aux signaux de fortes intensités et ont un seuil de saturation à 50 V de signal, pour un bruit de fond de l'ordre de 10  $\mu$ V. Les signaux de plus faible intensité (quelques  $\mu$ V à quelques mV) peuvent, quant à eux, être mesurés sur le SEM en mode saut de pic.

Les compositions isotopiques de Sr, Nd et Pb sont acquises avec plusieurs volts de signal et sont donc faites sur cages de Faraday. Chaque ion parvenant au bout d'une cage va se décharger et produire un courant électrique. En faisant le rapport des courants mesurés, on obtient les rapports d'abondances isotopiques des échantillons.

Deux paramètres sont à prendre en compte afin de faire une mesure précise de la composition isotopique d'un élément par spectrométrie de masse à thermo-ionisation. En premier lieu, l'effet de discrimination de masse, du à l'évaporation préférentielle des isotopes légers par rapport aux isotopes lourds lors du chauffage de l'échantillon. En deuxième lieu, le rendement d'ionisation de l'échantillon, pouvant, s'il est trop faible nuire à la quantité de signal détecté au niveau des cages de Faraday.

L'effet de discrimination de masse est le principal facteur de biais dans la mesure des rapports d'abondances isotopiques sur TIMS. Cet effet se traduit par une favorisation de l'évaporation des isotopes légers en début d'analyse. Les rapports sont ainsi biaisés (rapport lourd/léger plus faible que le rapport vrai). Au fur et à mesure de l'analyse, le réservoir d'isotopes légers va s'épuiser et les isotopes lourds vont progressivement s'enrichir et donc faire varier le rapport mesuré.

Il est possible de corriger cet effet si on connaît la valeur vraie des rapports d'abondances entre deux isotopes. Dans le cas du Sr et du Nd, on utilise les rapports d'abondances d'isotopes non radiogéniques de ces éléments ( $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  et  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ). La différence entre la valeur mesurée et la valeur vraie de ces rapports est entièrement due à l'effet de discrimination de masse, permettant son évaluation. Le facteur de discrimination de masse ainsi calculé permet de corriger, en interne (c'est-à-dire durant la mesure), le biais sur le rapport isotopique désiré.

Une telle correction n'est pas possible pour les isotopes du Pb. En effet, il n'existe pas de rapports d'isotopes dont la valeur est constante pour cet élément. La correction se fait alors de manière externe (en dehors de la mesure). Le facteur de discrimination de masse est évalué suite à l'analyse répétée d'un standard de Pb (NBS 981) dans des conditions identiques à celle des échantillons. Ce facteur leur est ensuite appliqué.

L'ionisation des échantillons est un paramètre très important de l'acquisition des rapports isotopiques. En effet, il s'agit lors de cette étape d'émettre un faisceau d'ions suffisamment important pour permettre une mesure précise des intensités dans les cages de Faraday.

Lors du chauffage, le dépôt d'échantillon va en premier lieu subir une étape d'évaporation, puis, une fois la température du dépôt plus importante, une étape d'ionisation. Un écart trop important entre les températures d'évaporation et d'ionisation peut donc nuire à l'intensité du signal.

Pour cette raison nous avons adopté un montage en double filament lors des mesures des isotopes du Sr et du Nd. Ce montage consiste à placer un filament vierge (ioniseur) en face du filament portant l'échantillon (évaporateur). Le filament ioniseur sera porté à une température très forte dès le début du chauffage, alors que le filament évaporateur chauffera lentement jusqu'à la température d'analyse. De cette façon les atomes évaporés entrent en contact avec le filament porté à haute température et sont ionisés.

Concernant la mesure des isotopes du Pb, un montage en filament double provoquerait une augmentation très importante de l'effet de discrimination de masse et, par conséquent, de l'erreur sur sa correction. Une méthode pour pallier à ce problème est de déposer l'échantillon dans un gel de silice. Au cours du chauffage, ce gel va se transformer en verre à travers lequel le Pb va diffuser pendant le chauffage de l'échantillon. Le temps de diffusion à travers ce verre sera mis à profit pour atteindre une température suffisante pour ioniser des atomes de Pb sans que ceux-ci se soient évaporés. De cette manière, on conserve un rendement d'ionisation favorable tout en limitant l'effet de discrimination de masse.

Enfin, une dernière source de biais de la mesure d'une composition isotopique est une éventuelle contamination de l'échantillon au cours d'une (ou plusieurs) des étapes de préparation précédemment décrites. Cette contamination se produit lors de l'ajout de Sr, Nd ou Pb par le biais de poussières ou de réactifs chimiques impurs. Afin de s'assurer une mesure uniquement représentative des échantillons, il a été effectué des mesures de « blancs ». Les échantillons « blancs » sont des échantillons ayant subi toutes les étapes d'attaque acide (et de lessivage pour le Sr) et de séparation chimique (sur une colonne ayant préalablement vu un échantillon), sans qu'aucune poudre d'échantillons n'aient été introduites dans le bécher initial. Ainsi, ils représentent la quantité totale, d'un élément donné, accumulée au cours du processus de préparation de l'échantillon et provenant de

sources autres que l'échantillon en lui-même. Le tableau VI-1 présente les quantités de Sr, Nd et Pb mesurées dans les blancs effectués au cours de cette thèse. Les valeurs présentées sont faibles et peuvent être considérées comme négligeables devant la quantité de Sr, Nd et Pb contenues dans les aliquotes de poudres sur lesquelles les mesures sont effectuées, montrant ainsi que les mesures effectuées sont représentatives des échantillons eux-mêmes.

Elément	Sr	Nd	Pb
	123	120	96
Valeur (pg)	36	200	88
	30	105	92
Blanc/éch	$2,5 \cdot 10^{-6}$	$5 \cdot 10^{-5}$	$1,6 \cdot 10^{-4}$

Tableau VI-1 : Valeurs des blancs totaux (attaque acide + séparation chimique) pour le Sr, Nd et Pb, en pg. Le rapport massique (noté Blanc/éch) entre valeurs des blancs et quantité d'élément contenue dans la poudre d'échantillon analysée (valeurs moyennes de 500ppm, 40 ppm et 1,5 ppm respectivement) est très faible et permet de justifier la non contamination des échantillons pendant leur préparation.

### II.2.2. Mesure des rapports isotopiques de Sr

Le Sr possède 4 isotopes :  $^{84}\text{Sr}$ ,  $^{86}\text{Sr}$ ,  $^{87}\text{Sr}$  et  $^{88}\text{Sr}$ . Le  $^{87}\text{Sr}$  est issu de la désintégration radioactive du  $^{87}\text{Rb}$ . Ces deux isotopes ayant une masse identique, une interférence du Rb sur le Sr peut venir perturber l'analyse. La séparation chimique du Sr permet d'enlever une grande partie du Rb contenu dans l'échantillon, mais une part résiduelle est toujours présente une fois l'échantillon déposé.

La correction de l'interférence résiduelle se fait grâce à la mesure du signal de  $^{85}\text{Rb}$ . Le Rb ne possède en effet que deux isotopes dont le rapport est constant ( $^{87}\text{Rb}/^{85}\text{Rb} = 0,3856$ ). On peut donc calculer la part du signal mesuré sur la cage collectant les isotopes de masse 87 venant du Rb et la soustraire pour obtenir le rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mesuré.

Les mesures des rapports isotopiques de Sr ont été effectuées entre mars 2005 et juillet 2007. Durant cette période de temps, un total de 117 standards de Sr (NBS 987) a été mesuré sur le TRITON, permettant d'obtenir un suivi à long terme des analyses. La figure VI-10 présente les valeurs du  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  obtenus lors des 88 analyses du NBS 987 effectuées avec plus de 7V de signal sur le  $^{88}\text{Sr}$  (condition permettant d'obtenir une erreur interne satisfaisante). On peut voir une dérive progressive des compositions isotopiques mesurées

pour ce standard. En effet, les premières valeurs mesurées se situent en dessous de la valeur acceptée ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,71025$ ) alors que les valeurs mesurées en mars 2007 atteignent 0,710275. Les valeurs des rapports isotopiques des échantillons étudiés dans ce travail de thèse sont corrigées de cette dérive par une normalisation à la valeur acceptée du standard.

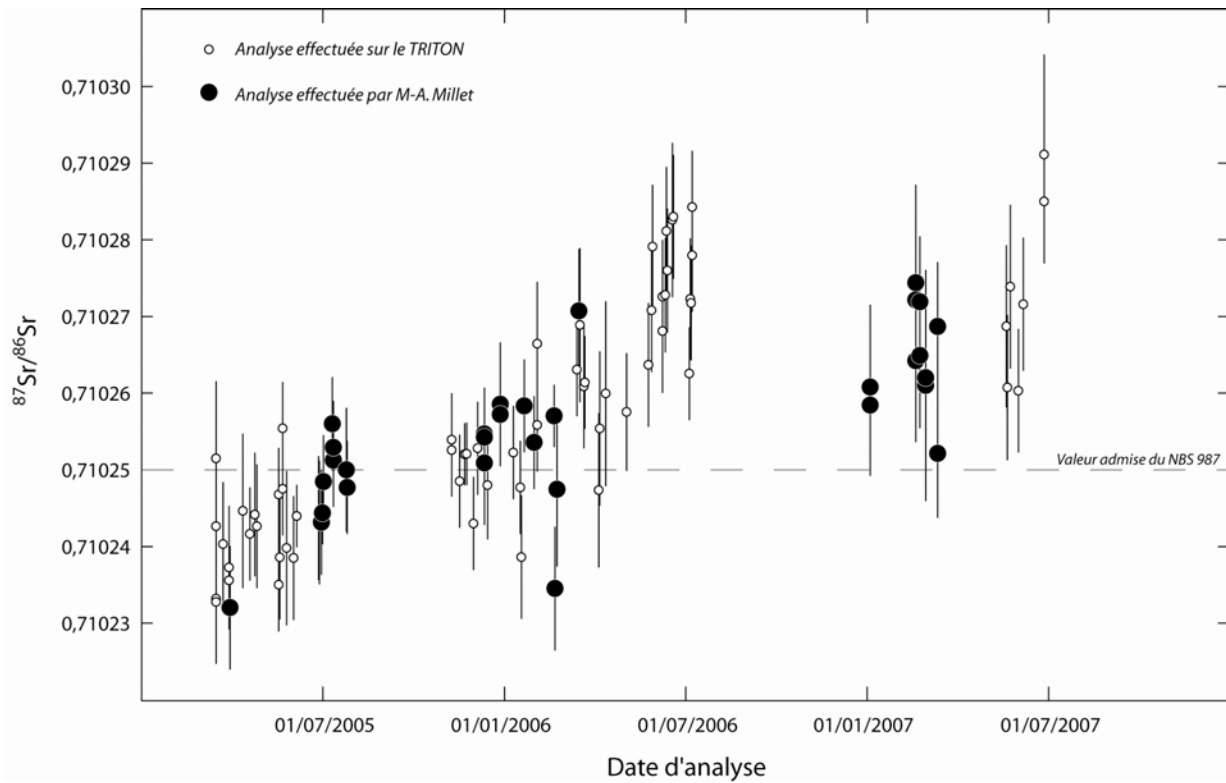


Figure VI-10 : Compilation des analyses du standard de Sr NBS 987 effectuées sur le TRITON du Laboratoire Magmas et Volcans ( $^{88}\text{Sr} > 7\text{V}$ ). La dérive des valeurs mesurées au cours du temps rend inadéquat l'estimation d'une moyenne sur l'intervalle de temps présenté. Chaque échantillon mesuré est corrigé de cette dérive par une normalisation du standard mesuré le même jour que l'échantillon à la valeur admise du NBS 987 (0,71025).

Les mesures des rapports isotopiques de Sr sur le TRITON se font en mode de collection dit statique. Dans ce mode de collection, l'intensité du champ magnétique reste fixe, et les cages de Faraday sont donc toujours affectées à la collection d'un même signal. Ce mode a l'avantage de pouvoir s'affranchir de la variation du signal au cours de la mesure. Dans le cas des analyses de compositions isotopiques de Sr, la cage H1 est affectée au  $^{86}\text{Sr}$ , la cage H2 au  $^{87}\text{Sr}$  et la cage H3 au  $^{88}\text{Sr}$ . Le  $^{88}\text{Sr}$  est l'isotope majoritaire du Sr, étant plus de 8 fois plus abondant que le  $^{86}\text{Sr}$ . Pour cette raison, il est toujours mesuré avec un signal important (entre 8 et 15 V selon la richesse du dépôt).

Une hypothèse possible pour expliquer la dérive des valeurs mesurées du NBS 987 est la dégradation progressive de la cage de Faraday mesurant le signal du  $^{88}\text{Sr}$  (cage H3) par un

phénomène d'usure nuisant à la transmission du signal. Un tel processus n'est pas pris en compte dans les gains électroniques et peut induire une sous-estimation du  $^{88}\text{Sr}$ . Une mauvaise mesure de cet isotope provoquerait une erreur sur le facteur de discrimination de masse et par conséquent sur la correction de cet effet.

Afin de tester cette hypothèse, j'ai effectué une série de tests en mode multidynamique. Ce mode d'analyse permet, à un temps  $t$ , de mesurer les signaux désirés dans une configuration de cage définie et, à un temps  $t+1$ , de mesurer les mêmes signaux dans une configuration décalée (fig. VI-11a). Par confrontation de ces 2 lignes d'analyse, il est alors possible d'éliminer les gains relatifs entre cages, sans recourir à une calibration électrique externe.

La figure VI-11b montre la comparaison entre, d'une part, les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mesurés sans prendre en compte la différence d'efficacité des cages de Faraday, et d'autre part, les rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  calculés après prise en compte de l'efficacité réelle de chaque détecteur. Ces mesures ont été faites sur 6 standards de Sr NBS 987. On note que les rapports uniquement corrigés de la discrimination de masse sont systématiquement supérieurs aux valeurs obtenues après calcul de l'efficacité de chaque cage. Par ailleurs, les rapports mesurés reviennent à une valeur proche de la valeur acceptée pour ce standard, validant ainsi l'hypothèse d'une usure préférentielle de la cage de Faraday H3.

Toutefois, cette usure étant progressive, il est préférable d'estimer la reproductibilité de la mesure du  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  sur des périodes de temps restreintes aux séances d'analyses durant lesquelles les échantillons ont été mesurés. Ainsi, la reproductibilité des standards pour les basaltes de l'île de São Nicolau est de  $0,710251 \pm 17.10^{-6}$  ( $2\sigma$ ) et celle des basaltes de l'île de São Jorge est de  $0,710265 \pm 13.10^{-6}$  ( $2\sigma$ ).

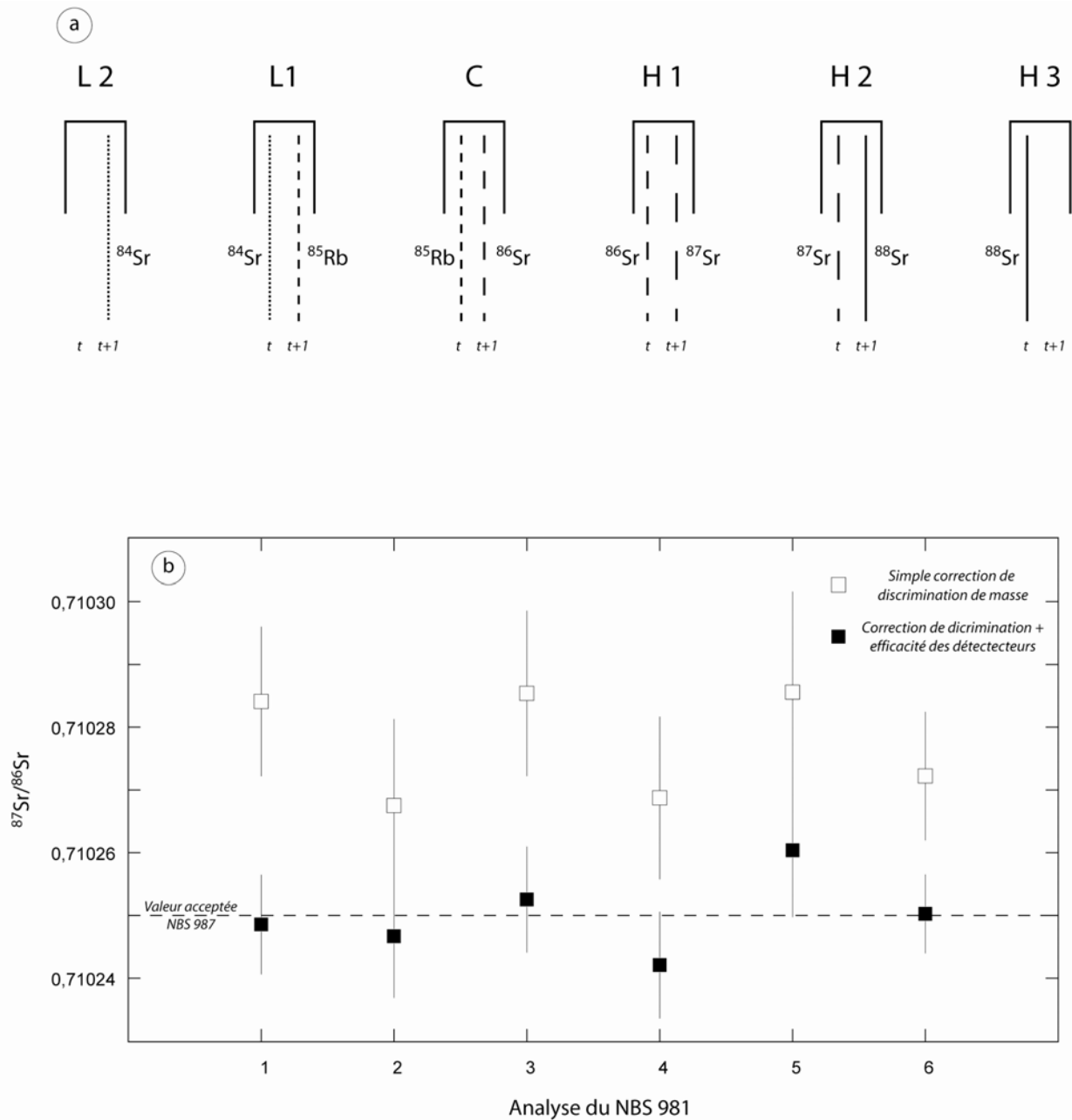


Figure VI-11 : Comparaison des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  mesurés sur des standards de Sr NBS 987 dans deux configurations de cages différentes au cours d'une même analyse (mode multidynamique). On note que les valeurs des rapports  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  obtenues après simple correction de la discrimination de masse dans la configuration initiale sont systématiquement plus élevées que les valeurs calculées après prise en compte du biais d'efficacité entre chaque cage. De plus, ces valeurs sont cohérentes avec la valeur acceptée du NBS 987. Cette systématique confirme l'hypothèse d'un biais sur la cage H3 dû à un phénomène d'usure.



En plus de la mesure répétée d'échantillons standards, la validité des rapports isotopiques présentés dans ce manuscrit est justifiée par la duplication des analyses des échantillons étudiés. Le tableau VI-2 présente les valeurs dupliquées d'échantillons au cours des études des îles de São Nicolau et São Jorge. Les différences entre les deux valeurs présentées pour chaque échantillon sont systématiquement comprises dans les barres d'erreurs, validant par conséquent les analyses isotopiques de Sr effectuées au cours de cette thèse.

Echantillon	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erreur interne ( $2\sigma$ )
SN 03	0,702985	$\pm 6$
	0,702983	$\pm 5$
SN 09	0,703083	$\pm 6$
	0,703093	$\pm 5$
SJ 11	0,703638	$\pm 11$
	0,703644	$\pm 11$
SJ 51	0,703742	$\pm 9$
	0,703743	$\pm 12$

Tableau VI-2 : Reproductibilité des mesures des rapports isotopiques de Sr sur échantillons basaltiques des îles de São Nicolau et São Jorge. Les deux mesures effectuées sur chaque échantillon sont cohérentes aux erreurs près, validant ainsi les analyses présentées dans ce manuscrit.

### II.2.3. Mesure des rapports isotopiques de Nd

Le Nd quant à lui possède 7 isotopes :  $^{142}\text{Nd}$ ,  $^{143}\text{Nd}$ ,  $^{144}\text{Nd}$ ,  $^{145}\text{Nd}$ ,  $^{146}\text{Nd}$ ,  $^{148}\text{Nd}$ ,  $^{150}\text{Nd}$ . Le  $^{143}\text{Nd}$  étant issu de la désintégration radioactive du  $^{147}\text{Sm}$ , ce dernier ne constitue donc pas une interférence potentielle. Une interférence possible est celle du  $^{144}\text{Sm}$  sur le  $^{144}\text{Nd}$ , utilisé à la fois dans le rapport ciblé ( $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ) mais aussi dans le rapport servant à la correction de discrimination de masse ( $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ). Toutefois, le Sm est une Terre Rare plus lourde que le Nd, et est totalement éliminé lors de la séparation par chromatographie de ce dernier. Cependant, une observation précise des masses 147 et 149 (où seul le Sm est présent) est toujours effectuée afin de vérifier l'absence de Sm dans l'échantillon.

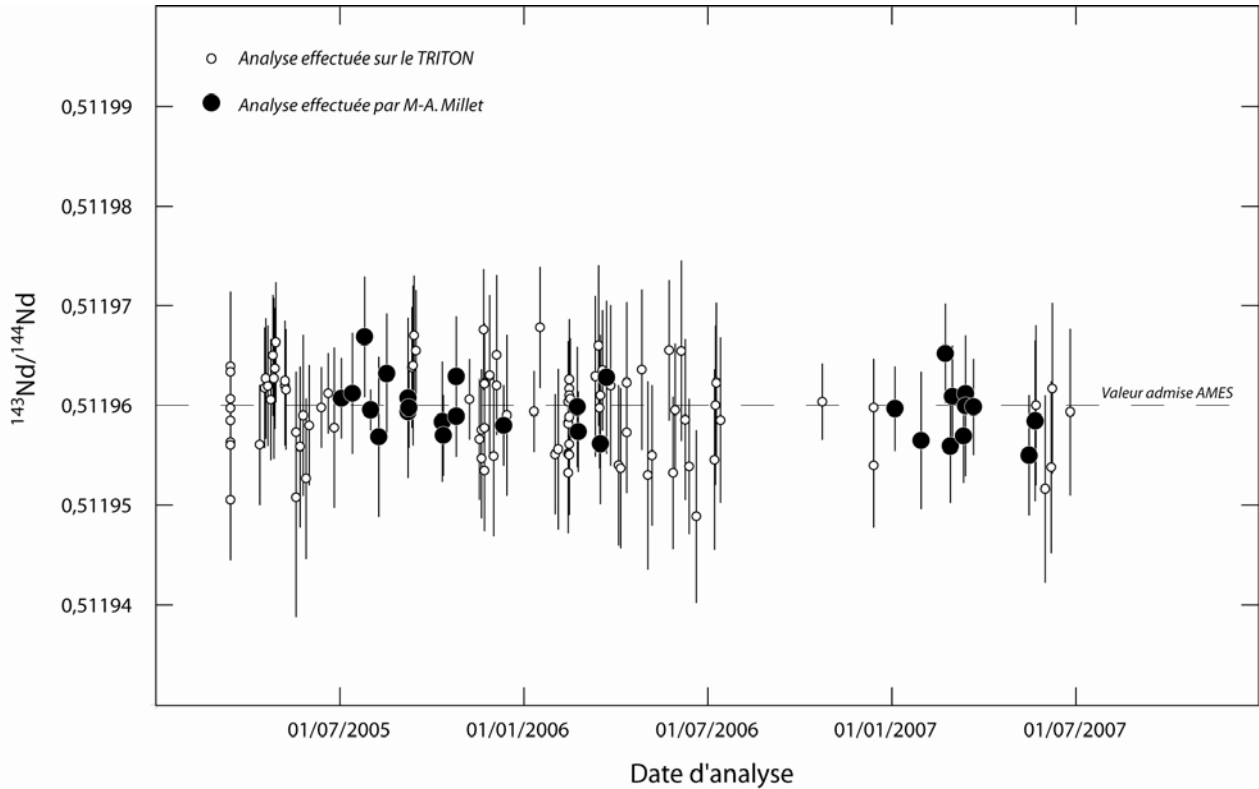


Figure VI-12 : Compilation des analyses du standard de Nd AMES effectuées sur le TRITON du Laboratoire Magmas et Volcans ( $^{144}\text{Nd} > 1,5\text{V}$ ). La valeur moyenne ( $0,511959 \pm 8.10^{-6}$ ) des mesures est compatible avec la valeur admise du standard ( $0,511960$ ). On notera également la constance des analyses en comparaison avec celles effectuées sur le NBS 987 (standard de Sr).

Les mesures des rapports isotopiques de Nd ont été effectuées sur une période de temps identique à celle des isotopes de Sr. Au cours de cette période, un total de 148 standards (AMES) a été mesuré. La figure VI-12 présente les valeurs du  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  obtenues lors des 123 analyses du NBS 987 effectuées avec plus de 1,5V de signal sur le  $^{144}\text{Nd}$  (condition permettant d'obtenir une erreur interne satisfaisante). Au contraire des mesures du NBS 987, les standards de Nd montrent une constance sur les deux années couvertes par cette compilation. De plus, la valeur moyenne des mesures de standards ( $0,511959 \pm 8.10^{-6}$ ) est très proche de la valeur acceptée pour l'AMES ( $0,511960$ ).

La différence de l'évolution des valeurs dans le temps par rapport aux isotopes du Sr est due au fait que la cage H3 du TRITON est utilisée pour mesurer l'abondance du  $^{148}\text{Nd}$ . Cet isotope du Nd n'entre pas dans le calcul du facteur de discrimination de masse et n'a donc aucune influence sur la valeur du  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  mesurée.

De même que pour les analyses des rapports isotopiques de Sr, la reproductibilité des mesures de Nd présentées dans ce manuscrit est évaluée par l'intermédiaire des mesures dupliquées de quelques échantillons (tab. VI-3). Les analyses des échantillons des piles de São Jorge et São Nicolau sont là aussi validées par la cohérence des duplicata au regard des barres d'erreurs.

Echantillon	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erreur interne ( $2\sigma$ )
SN 03	0,512990	$\pm 7$
	0,512984	$\pm 6$
SN 16	0,512966	$\pm 7$
	0,512970	$\pm 15$
SJ 11	0,512914	$\pm 7$
	0,512913	$\pm 7$
SJ 51	0,512990	$\pm 12$
	0,512971	$\pm 12$

Tableau VI-3 : Reproductibilité des mesures des rapports isotopiques de Nd sur les échantillons basaltiques des îles de São Nicolau et São Jorge. Les deux mesures effectuées sur chaque échantillon sont cohérentes aux erreurs près, validant ainsi les analyses présentées dans ce manuscrit.

## II.2.4. Mesures des rapports isotopiques de Pb

### II.2.4.1. Spectrométrie de masse à thermo-ionisation (MC-TIMS)

La principale difficulté de la mesure des isotopes du Pb est la correction de l'effet de discrimination de masse. En effet, à l'inverse du Sr et du Nd, l'absence de rapports d'isotopes dont la valeur est constante (seul le  $^{204}\text{Pb}$  n'est pas issu d'une réaction de désintégration radioactive) pour cet élément rend impossible une correction interne.

La méthode de correction classiquement utilisée consiste à estimer le facteur de discrimination de masse par l'analyse répétée de standard et de l'appliquer ensuite aux échantillons. L'erreur induite par cette correction externe est la principale source d'erreur sur la mesure de la composition isotopique de Pb. La valeur du facteur de discrimination de masse dépend notamment de la vitesse de chauffage de l'échantillon, de la quantité de Pb déposée sur le filament et de l'étalement du dépôt sur le filament. L'estimation sera donc d'autant plus fiable que ces paramètres d'analyse seront reproductibles. Dans ce but, nous avons travaillé sur des dépôts de 200 ng de Pb, déposés de manière ponctuelle sur le filament, avec une procédure de chauffage automatisée.

De manière générale, les valeurs mesurées des rapports isotopiques de Pb vont se répartir sur une droite représentant l'évolution du facteur de discrimination de masse. Il est ainsi possible de mesurer l'écart de chaque mesure par rapport à cette droite. Cet écart est généralement calculé pour une valeur du rapport  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  entre les rapports  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  des analyses et leur valeur théorique selon la droite de fractionnement. La figure VI-13 représente les  $\Delta_{46}$  et  $\Delta_{76}$  mesurés lors d'analyses du NBS 981 à différentes températures. Si le  $\Delta_{46}$  reste constant autour de 0, montrant ainsi que le fractionnement des masses 204, 206 et 208 du Pb est cohérent pour tous ces isotopes, le  $\Delta_{76}$  descend pour sa part vers des valeurs de plus en plus négatives avec l'augmentation de la température d'analyse (jusqu'à 200 ppm d'écart à 1300°C). Cet effet est lié à un fractionnement anormal du  $^{207}\text{Pb}$  à haute température (Doucelance et Manhès, 2001). Des essais de mesures avec des gels de silice plus ou moins dilués ou avec un gel contenant de la silice colloïdale montrent le même effet. Afin de limiter le plus possible ce biais, les analyses seront faites à basse température (< 1100°C).

La discrimination de masse obéit à une loi linéaire (Ozard et Russel, 1970 ; Eq. VI-A) :

$$R_m = R_v \cdot (1 - \varepsilon \cdot \Delta) \quad \text{Eq. VI-A}$$

Où  $R_m$  est le rapport isotopique mesuré,  $R_v$  est le rapport isotopique vrai,  $\varepsilon$  est le facteur de discrimination de masse et  $\Delta$  la différence de masse entre les deux isotopes impliqués dans le rapport  $R$ . En appliquant cette loi sur le rapport  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ , on peut donc estimer le facteur  $\varepsilon$ , pour chaque analyse de NBS 981. La reproductibilité totale externe de la mesure des isotopes du Pb sera égale à l'incertitude sur la détermination de ce facteur.

La détermination du facteur de discrimination de masse repose sur la valeur considérée vraie du standard NBS 981. La valeur certifiée par le National Bureau of Standard (Catanzaro et al., 1968) a depuis longtemps été discutée et de nombreux auteurs ont proposés des valeurs différentes. La valeur classiquement utilisée aujourd'hui est issue de l'étude de Todt et al. (1996), qui a été déterminée à l'aide de l'ajout d'un double spike  $^{202}\text{Pb}$ - $^{205}\text{Pb}$ . Ces isotopes sont créés artificiellement et permettent donc de corriger de la discrimination de masse durant la mesure. Cependant, cette valeur a été mesurée par spectrométrie de masse à thermo-ionisation à haute température et est donc biaisée par le fractionnement anormal du  $^{207}\text{Pb}$ . Ainsi, nous utiliserons la valeur de Doucelance et Manhès (2001), recalculée à un  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 2,1677$  (cf. Thirlwall, 2002 :  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,91488$  et  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0,059027$ ). Cette valeur a été mesurée à basse température et à l'avantage d'être cohérente avec les valeurs de NBS 981 mesurées par spectrométrie à source plasma.

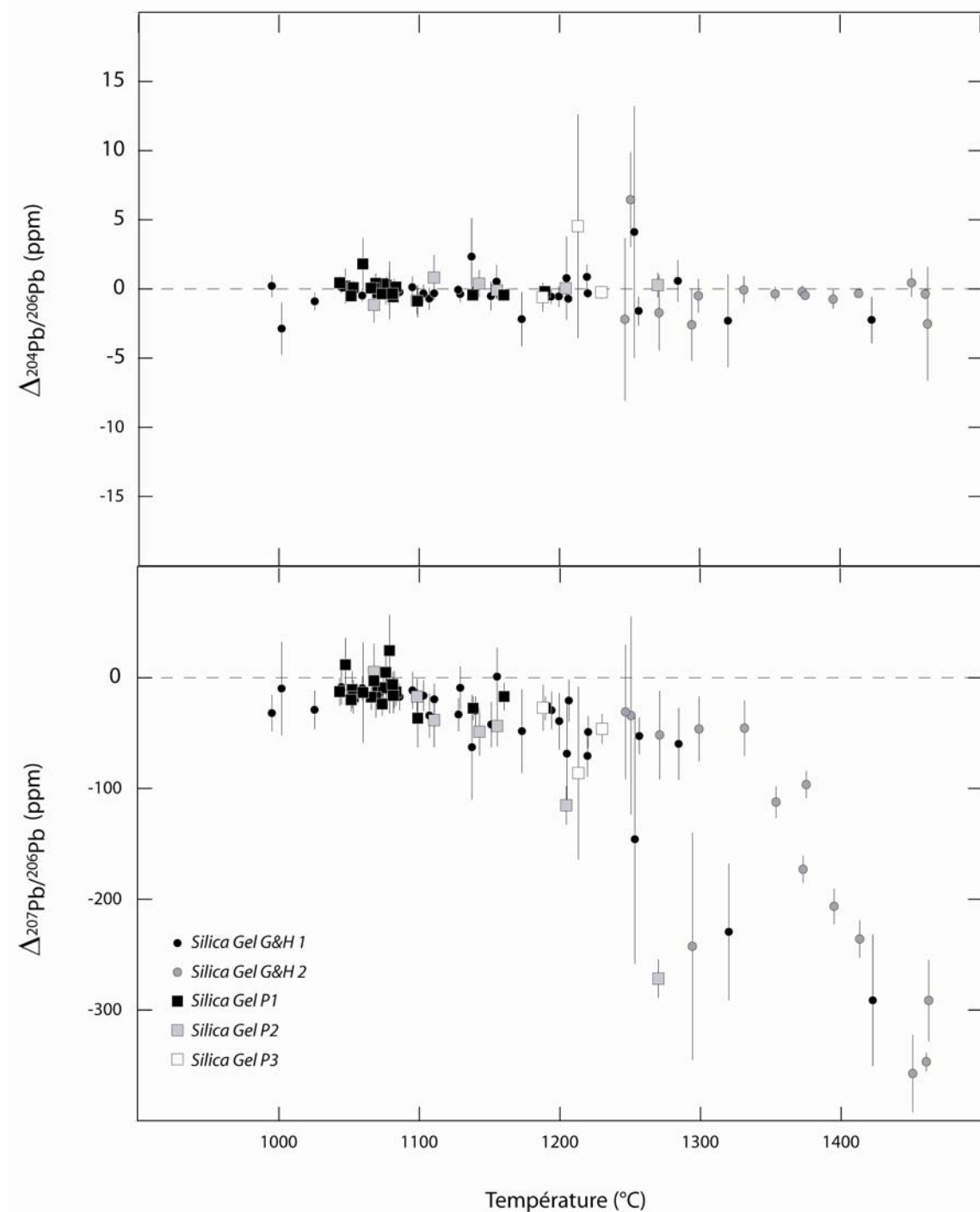


Figure VI-13 : Comparaison des écarts à la droite de fractionnement de masse des rapports  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  et  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  en fonction de la température d'analyse pour des mesures répétées du standard de Pb NBS 981. Le fractionnement du rapport  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  est toujours cohérent avec le fractionnement du rapport  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  sur lequel est basée la droite de fractionnement de masse. En revanche, le rapport  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  s'écarte de la valeur théorique vers des valeurs de plus en plus basses avec l'augmentation de la température d'analyse. Cet effet est lié à un fractionnement anormal du  $^{207}\text{Pb}$  à haute température et n'est pas lié au gel de Silice employé lors des expériences.

La mesure des échantillons doit se faire dans des conditions identiques aux analyses de standard afin de pouvoir leur appliquer le facteur de discrimination de masse. Cependant, nous avons rencontré des problèmes d'intensité de signal. En effet, l'intensité obtenue sur 200 ng de Pb, pré-dosés sur l'ICP-MS après séparation chimique, n'a jamais dépassé 800 mV. Une telle intensité n'est pas suffisante pour effectuer une analyse précise de la composition isotopique d'un échantillon. Ce phénomène est certainement dû à la présence de Zn dans les dépôts. En effet, le Zn se comporte de façon identique au Pb lors de la séparation chimique et est fortement concentré dans nos échantillons (moyenne de l'île de São Jorge : 130 ppm). Ce dernier peut donc agir comme inhibiteur de l'ionisation du Pb au niveau de la source et empêcher une mesure satisfaisante à basse température sur filament de Tungstène.

#### **II.2.4.2. Spectrométrie de masse à source plasma (MC-ICP-MS)**

Dans le but de pallier à ce problème de mesure sur TIMS, l'analyse de la composition isotopique de Pb des échantillons des îles de São Nicolau et São Jorge a été effectuée sur le MC-ICP-MS *Nu Plasma* du Laboratoire de Sciences de la Terre de l'Ecole Normale Supérieure de Lyon. Cet instrument se diffère du TRITON pour :

- La source : l'introduction des échantillons se fait sous forme liquide (comme sur l'ICP-MS multi-élémentaire décrite dans le §I.2) et l'ionisation a lieu dans une torche à plasma. Ceci permet une ionisation plus efficace de l'échantillon que dans le cas de la thermo-ionisation.
- Les cages de Faraday : Celles-ci sont fixes. Au contraire du TRITON où chaque protocole analytique nécessite de déplacer les cages afin de les aligner avec les signaux, ici, une focalisation après l'aimant permet d'aligner les signaux sur les cages. Il faut noter que cette possibilité existe aussi sur le TRITON et est utilisée pour l'analyse en mode multidynamique.

Le fractionnement de masse entre les différents isotopes d'un élément au cours de l'analyse sur ICP-MS se fait de façon différente par rapport au TIMS. En effet, les isotopes lourds sont, cette fois-ci, privilégiés en raison d'une répulsion électromagnétique des isotopes légers vers la périphérie du plasma. De plus, ce fractionnement ne varie pas au cours du temps car l'échantillon est assimilable à un réservoir infini. Le fractionnement de masse est dépendant des conditions de genèse du plasma, son évolution dépendra donc de la stabilité de ces conditions dans le temps.

La méthode utilisée pour corriger de cet effet est le dopage au Thallium. Le Tl possède deux isotopes ( $^{203}\text{Tl}$  et  $^{205}\text{Tl}$ ) ayant une masse atomique proche de celles des isotopes du Pb. Le but de cette technique est d'estimer la discrimination de masse sur le rapport  $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$  et de l'appliquer au Pb. Dans ce cas, le fractionnement est tellement grand que la discrimination de masse est décrite par une loi exponentielle (Eq. VI-B).

$$R_m = R_v \cdot \left( \frac{m_1}{m_2} \right)^\varepsilon \quad \text{Eq. VI-B}$$

Où  $R_m$  est le rapport isotopique mesuré,  $R_v$  est le rapport isotopique vrai,  $\varepsilon$  est le facteur de discrimination de masse et  $m_1$  et  $m_2$  sont les masses atomiques des deux isotopes impliqués dans le rapport  $R$ .

Le facteur de discrimination de masse ainsi estimé est ensuite utilisé pour corriger le fractionnement des isotopes du Pb. En réalité, ce facteur est légèrement différent pour les deux éléments. Dans la pratique, on ajuste donc la valeur vraie du rapport  $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$  afin de corriger la moyenne brute (discriminée) des NBS 981 analysés au cours de la séance, à la valeur admise de ce standard (cf. § II.4.1).

La figure VI-14 représente les valeurs de chaque NBS 981 analysés au cours des deux séances d'analyses effectuée à l'ENS Lyon (Novembre et Décembre 2006), ainsi que ceux mesurés lors de la séance d'analyse d'Ivan Vlastelic en Octobre 2006 (communication personnelle). Les analyses se répartissent en deux groupes : (i) le premier est formé des séances d'Octobre et de Novembre 2006 formant chacune des nuages de points n'ayant pas de direction d'allongement préférentiel ; en revanche (ii) les analyses de Décembre 2006 s'étendent de valeurs égales aux mesures effectuées en Novembre 2006, vers des valeurs plus basses en  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  et  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ . Ce résultat indique une perturbation de cette dernière séance. Pour toutes les analyses, la discrimination de masse a été calée sur un  $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$  vrai égal à 2,3892, correspondant à la valeur de ce rapport permettant de rapprocher le plus possible la moyenne des deux premières sessions d'analyses de la valeur du NBS 981 proposé par Doucelance et Manhès (2001).

L'évolution des standards mesurés au cours de la séance de décembre 2006 est représentée en fig. VI-15 pour les rapports  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (fig. VI-15a) et  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (fig. VI-15b). On peut noter une évolution progressive des valeurs du NBS 981 vers des valeurs plus radiogéniques au cours de la séance. Ces variations sont en accord avec une contamination croisée entre standards et échantillons due à un nettoyage insuffisant du système d'introduction entre deux analyses.



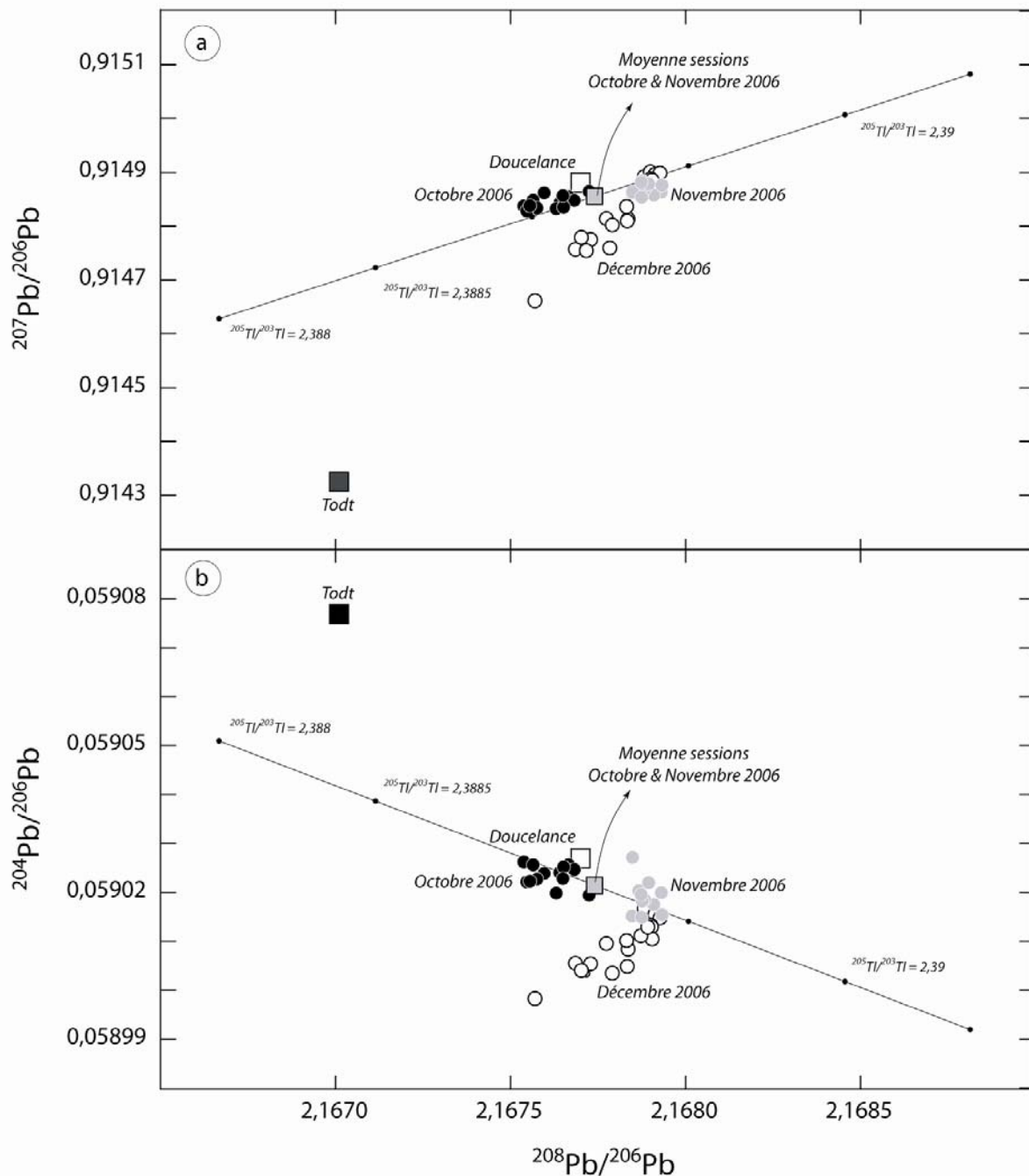


Figure VI-14 : Comparaison des compositions isotopiques corrigées de la discrimination de masse pour les standards de Pb de trois séances d'analyse (Octobre, Novembre et Décembre 2006) dans les diagrammes  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  vs.  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (a) et  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  vs.  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  (b). Ces diagrammes montrent la cohérence des sessions d'Octobre et Novembre dont la différence est liée à une discrimination différente. En revanche, la session de Décembre dérive des deux autres vers des valeurs de  $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  et  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  plus faibles, indiquant une perturbation des analyses. La valeur du rapport  $^{205}\text{Tl}/^{203}\text{Tl}$  (2,3892) a été calée afin d'ajuster la moyenne des deux premières séances à une valeur proche de la valeur admise pour le NBS 981 (notée *Doulance*). La valeur de Todt et al. (1996) (notée *Todt*) apparaît décalée de la ligne de fractionnement de masse.

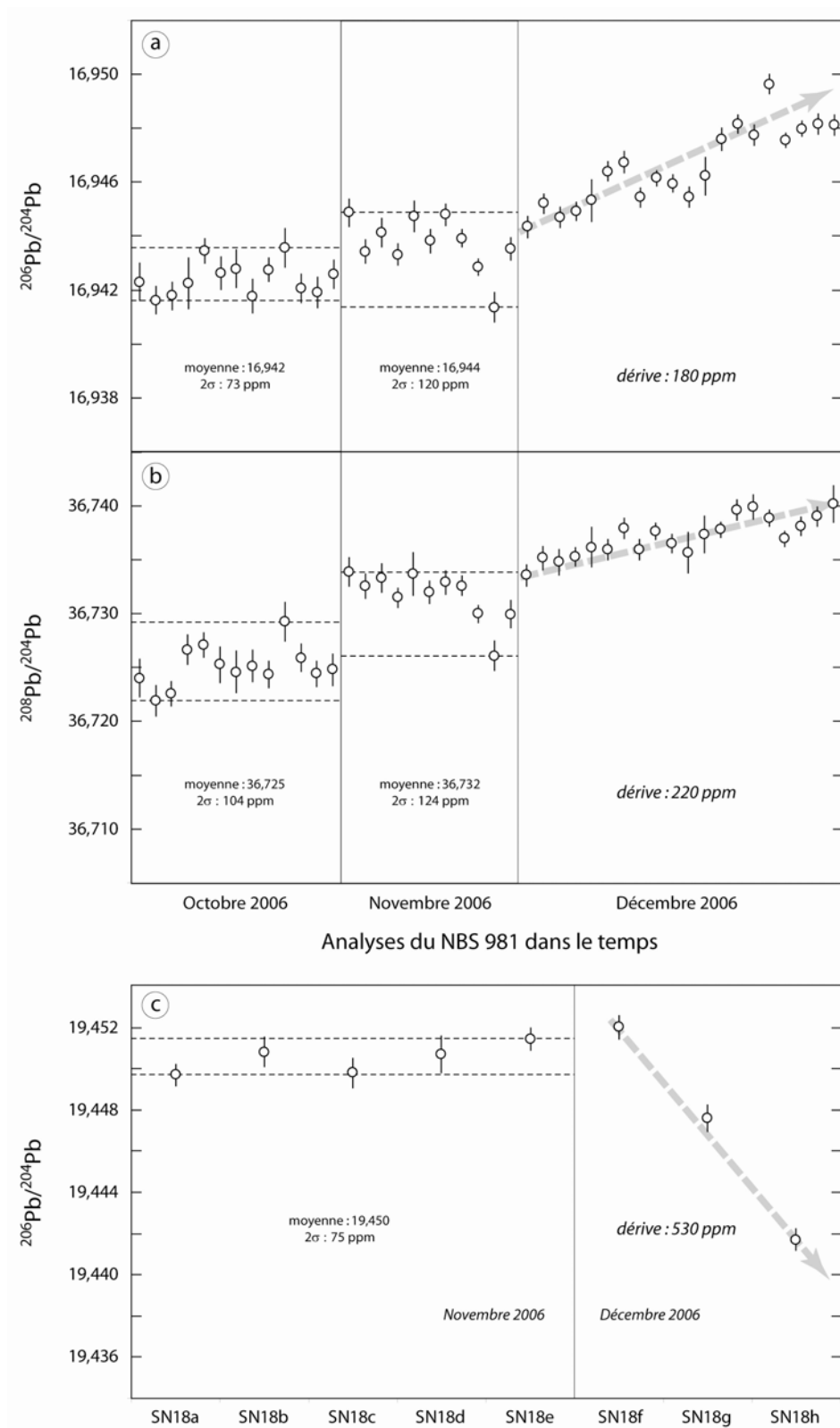


Figure VI-15 : Evolution dans le temps des standards de Pb NBS 981 au cours des trois séances d'analyses pour les rapports  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (a) et  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (b). Evolution du  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  de l'échantillon SN 18 au cours de deux séances d'analyses (c). Les mesures effectuées lors de la séance de décembre 2006 sont affectées par une dérive instrumentale liée à une contamination croisée entre standards et échantillons.

En parallèle à la mesure répétée du NBS 981, l'échantillon SN18 a été divisé en huit aliquotes après séparation chimique (labellisées *a* à *i*). Cinq de ces aliquotes ont été mesurées en Novembre 2006 (SN18a à SN18e), et trois mesurées en Décembre 2006 (SN18f à SN18h). La comparaison des rapports  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  (fig. VI-15c) des duplicates d'analyse entre les deux séances montre que la première mesure de SN18 (SN18g) lors de la deuxième session se situe dans la gamme de valeurs mesurées lors de la première session, les valeurs suivantes sont quant à elles significativement plus faibles. Ce résultat indique que la contamination croisée entre standards et échantillons est négligeable pour les échantillons analysés avant SN18g lors de la session de décembre 2006.

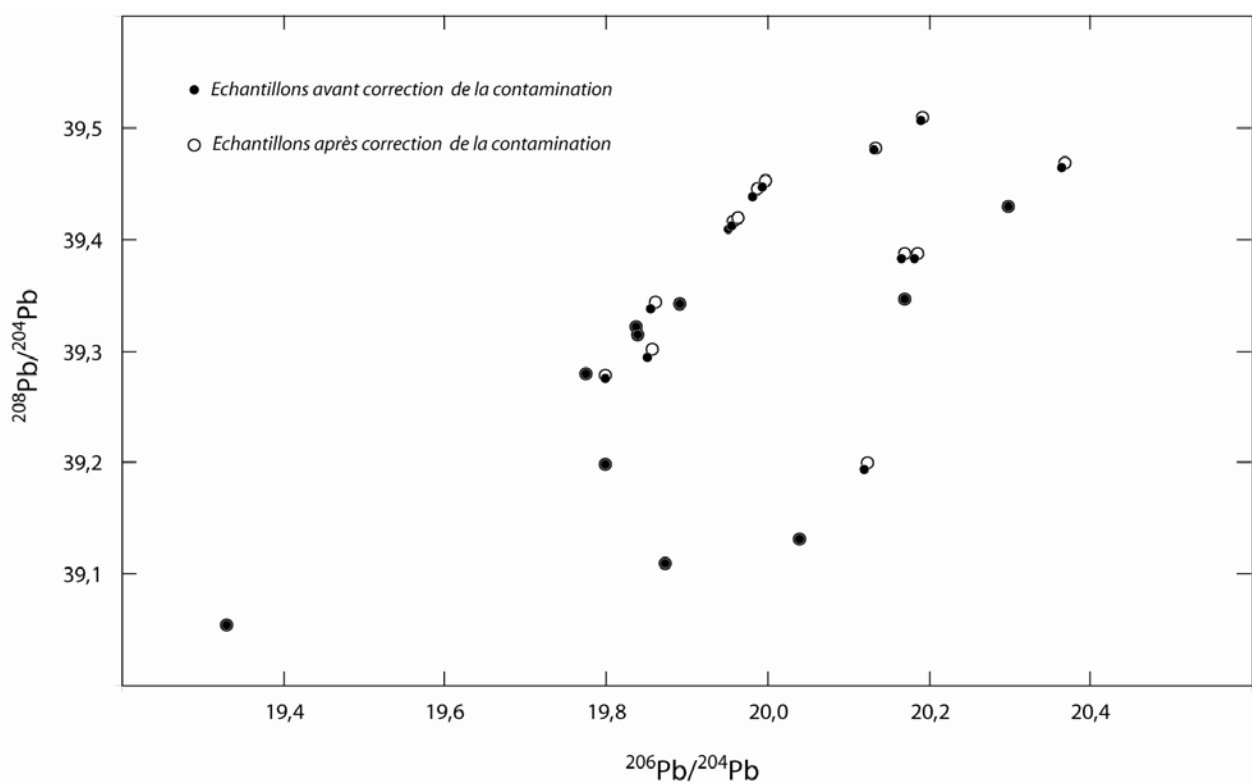


Figure VI-16 : Effet de la correction de contamination sur la variabilité isotopique des basaltes de l'île de São Jorge (archipel des Açores). Les échantillons corrigés (ronds blancs) sont toujours proches de leurs valeurs non corrigées (ronds noirs). Ce résultat indique que ces données, bien que nécessitant une duplication, sont exploitables pour tracer la source des magmas sous l'île de São Jorge.

Il est possible de corriger cette contamination grâce aux mesures dupliquées entre cette séance et la séance de Novembre 2006. En effet, nous considérons que la moyenne des 6 mesures effectuées lors de la première séance représente la valeur vraie de l'échantillon, puis nous interpolons linéairement la dérive dans le temps entre chaque mesure d'une

aliquote de cet échantillon. Cette dérive est ensuite soustraite des valeurs mesurées afin d'estimer la valeur vraie des échantillons. L'effet de cette correction sur la variabilité isotopique des échantillons de l'île de São Jorge est représenté dans la figure VI-16. Dans ce diagramme sont représentés les valeurs des échantillons avant et après correction de la contamination croisée. Les variations dues à cette correction sont mineures en comparaison des variations naturelles des rapports isotopiques de Pb. Ceci implique que les valeurs corrigées sont exploitables dans le cadre d'une étude des basaltes de l'île de São Jorge au sein de ce manuscrit. En revanche, une duplication des résultats sera nécessaire avant publication de l'étude dans une revue scientifique avec comité de lecture.

Les compositions isotopiques de Pb mesurées pour les basaltes de l'île de São Nicolau ne sont en revanche pas affectées par ce problème de contamination croisée. De même que pour les rapports isotopiques de Sr et Nd, la reproductibilité des mesures de Pb pour les échantillons de l'île de São Nicolau est évaluée par la duplication de la mesure de quelques échantillons (tab. VI-4). Les mesures sont là aussi validées par la cohérence des duplicata au regard des barres d'erreurs.

Echantillon	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
SN 01	19,514	15,603	39,006
	19,517	15,610	39,004
SN 02	19,525	15,604	38,999
	19,526	15,603	38,994
SN 18	19,451	15,594	38,996
	19,446	15,580	38,999

Tableau VI-4 : Reproductibilité des mesures des rapports isotopiques de Pb sur les échantillons basaltiques des îles de São Nicolau. Les deux mesures effectuées sur chaque échantillon sont cohérentes aux erreurs près, validant ainsi les analyses présentées dans ce manuscrit.

## BIBLIOGRAPHIE :

- Catanzaro E.J., Murphy T.J., Shields W.R. et Garner E.L., 1968. Absolute isotopic abundance ratios of common, equal-atom and radiogenic lead isotopic standards. *J. Res. Natl. Bur. Stand.* **72A**, 262-267.
- Doucelance R. et Manhès G., 2001. Reevaluation of precise lead isotope measurements by thermal ionization mass spectrometry: comparison with determinations by plasma source mass spectrometry. *Chem. Geol.* **176**, 361-377.
- Manhès G., Minster J.-F. et Allègre C.J., 1978. Comparative U-Th-Pb and Rb-Sr study of the St-Séverin amphoterites : Consequence for early solar system chronology. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **39**, 14-24.
- Ozard J.M. et Russel R.D., 1970. Discrimination in solid source lead isotope abundance measurement. *Earth and Planet. Sci. Lett.* **8**, 331-336.
- Pin C. et Bassin C., 1992. Evaluation of a strontium-specific extraction chromatographic method for isotopic analysis in geological materials. *Anal. Chim. Acta* **269**, 249-255.
- Pin C., Briot D., Bassin C. et Poitrasson F., 1994. Concomitant separation of strontium and samarium-neodymium for isotopic analysis in silicate samples, based on specific extraction chromatography. *Anal. Chim. Acta* **298**, 209-217.
- Thirlwall M.F., 2002. Multicollector ICP-MS analysis of Pb isotopes using a  $^{207}\text{Pb}$ - $^{204}\text{Pb}$  double spike demonstrates up to 400 ppm/amu systematic errors in TI-normalization. *Chem. Geol.* **184**, 255-279.
- Todt W., Cliff R.A., Hanser A. et Hofmann A.W., 1996. Evaluation of a  $^{202}\text{Pb}$ - $^{205}\text{Pb}$  Double Spike for high-precision lead isotope analysis. *Geophysical Monograph* **95**, 429-437.

---

## CONCLUSION GENERALE

---

L'objectif de ce travail de thèse était d'étudier l'influence des interactions de faibles profondeurs sur la variabilité isotopique des basaltes d'îles océaniques. L'approche choisie a été double avec, dans un premier temps, deux études locales à l'échelle d'une île, puis, dans un deuxième temps, une généralisation des conclusions obtenues à l'échelle globale, en s'intéressant plus particulièrement aux modes d'acquisition de la signature isotopique et aux conséquences sur la topologie mantellique.

Avant d'aborder les études à l'échelle locale effectuées au cours de cette thèse, j'ai développé les différents mécanismes pouvant affecter les magmas au cours de leur ascension à travers la lithosphère/croûte océanique et leur emplacement à la surface. Ces processus sont respectivement, de la surface vers la source profonde des magmas : (i) l'altération par l'eau de mer, qui modifie la concentration de certains éléments en traces et augmente le rapport isotopique de Sr ; (ii) le processus d'assimilation et cristallisation fractionnée en chambre magmatique ; (iii) l'interaction entre le panache mantellique et la lithosphère océanique ; et enfin (iv) l'effet de la fusion partielle sur la composition en éléments traces et les courbures des hyperboles de mélange dans les diagrammes isotopiques. Si l'effet de l'eau de mer peut-être éliminée par une procédure de lessivage des échantillons avant analyse, les autres mécanismes discutés sont à l'origine de variations combinées des concentrations en éléments majeurs, traces et des rapports isotopiques.

Les deux localités choisies pour les études de détail sont l'île de São Nicolau, située au sein de l'archipel du Cap Vert, et l'île de São Jorge, qui fait partie de l'archipel des Açores. Les échantillons basaltiques représentatifs des formations de ces deux îles ont été analysés pour les éléments majeurs et traces, ainsi que les rapports isotopiques de Sr, Nd et Pb. Chacune de ces études a montré l'existence de plusieurs alignements dans les diagrammes isotopiques au sein des échantillons d'une seule île. Ces alignements ont pu être reliés à des interactions entre les magmas issus de la fusion des panaches mantelliques à l'origine des archipels du Cap Vert et des Açores et divers composants traversés au cours de leur remontée vers la surface.

Ainsi, sur l'île de São Nicolau, 3 composants superficiels jouent un rôle dans la variabilité isotopique : (i) la lithosphère océanique métagénisée, (ii) la croûte océanique d'âge jurassique et (iii) les carbonatites du Cap Vert. De même, sur l'île de São Jorge, il a été possible d'identifier la participation (i) de la ride médio-Atlantique, (ii) du plancher océanique local et (iii) d'un fragment de lithosphère sous-continentale délamainée lors du processus de rifting ayant donné naissance à l'océan Atlantique.



Une observation importante est que l'implication d'un composant appauvri superficiel a pu être montrée dans les 2 études, quelque soit le contexte géodynamique. Toutefois, même si la composition isotopique de ce composant n'est guère différente, sa nature est variable. De plus, les alignements observés n'ont pas la même importance en termes de variabilité isotopique. Ceci est dû au fait que le mélange principalement observé dans ces îles est celui entre les magmas issus du panache et le composant appauvri et que les autres alignements partent d'une proportion fixe de ce premier mélange. De tels alignements ont été décrits sous le terme de mélanges pseudo-binaires.

Ces conclusions à l'échelle locale ont pu être étendues à l'échelle de l'archipel. En effet, les alignements observés sur les îles de São Nicolau et São Jorge sont en accord avec des variations mesurées précédemment sur d'autres îles des archipels du Cap Vert et des Açores. Ainsi, la variabilité isotopique de l'archipel du Cap Vert est interprétée par des mélanges entre un pôle commun à toutes les îles, représentatif de la composition isotopique du panache mantellique sous-jacent à l'archipel, et plusieurs réservoirs superficiels dont l'implication suit une logique géographique. Concernant la variabilité isotopique des basaltes des Açores, les alignements observés ont été expliqués à la fois par des interactions de faibles profondeurs, mais aussi par une hétérogénéité de source. Dans ce dernier archipel, 2 compositions isotopiques distinctes ont donc été considérées pour le panache mantellique.

Le filtrage des interactions de faibles profondeurs a permis de préciser la composition isotopique des liquides issus de la fusion des panaches mantelliennes. Deux des compositions retenues pour la source des basaltes de l'archipel du Cap Vert et de l'archipel des Açores (excepté São Miguel) possèdent des valeurs radiogéniques des rapports isotopiques de Pb, décalés sur la droite de la NHRL, et des valeurs primitives des rapports isotopiques d'He. De telles compositions isotopiques nécessitent la présence de deux composants : d'une part, une croûte océanique recyclée, caractérisée par des rapports isotopiques de Pb élevés, et, d'autre part, du matériel non dégazé de type manteau inférieur.

Une telle source hétérogène, comprend des lithologies différentes qui répondent de manière contrastées au processus de fusion partielle. En conséquence, les compositions isotopiques homogènes des liquides primitifs des archipels du Cap Vert et des Açores sont paradoxales au regard de l'hétérogénéité de composants de leurs sources.

L'explication de ce paradoxe dépasse le cadre de la géochimie isotopique et peut être abordée en intégrant des résultats d'études sur la dynamique du manteau Terrestre et sur les processus de diffusion des éléments au cours de la fusion partielle. Le paramètre critique pouvant permettre l'homogénéisation de la composition isotopique de deux réservoirs distincts est la longueur d'onde des hétérogénéités mantelliennes après un séjour dans le

manteau sur une durée comparable aux âges de recyclage de croûte océaniques calculés à partir des rapports isotopiques de Pb. Si la taille des hétérogénéités est certainement trop importante pour permettre une homogénéisation à l'état solide, en revanche, il est possible que la déformation intense au cœur des panaches mantelliques permette d'atteindre des longueurs d'ondes suffisamment faibles pour envisager qu'elle se produise au cours du processus de fusion partielle. Toutefois, les informations sur ce paramètre sont très difficiles à obtenir car aucune observation de terrain (ou donnée sismique) ne permet d'envisager sans ambiguïté l'existence d'hétérogénéités de faibles longueurs d'ondes (inférieures au mètre). Une alternative possible est liée au comportement différentiel des lithologies présentes au sein d'une source hétérogène. Dans cette hypothèse, les produits de fusion d'une des lithologies présente dans la source ne seraient ségrégés qu'après fusion des lithologies plus réfractaires, permettant un mélange très efficace de tous les liquides produits par la source.

La dernière implication du filtrage des interactions de faibles profondeurs porte sur la topologie mantellique. Les deux études des archipels du Cap vert et des Açores ont montré l'existence de plusieurs alignements d'origines superficielles vers divers composants ayant des compositions isotopiques très diverses. Ces composants sont caractérisés par des rapports isotopiques ayant des affinités pour certains pôles extrêmes mantelliques, sans toutefois atteindre des compositions aussi marquées. A l'échelle locale, on peut donc identifier des variations isotopiques non dérivées de la source profonde des OIB, mais couvrant toutefois une part importante de la gamme de variation mesurée à l'échelle globale des basaltes océaniques.

En conséquence, j'ai généralisé les conclusions obtenues sur les archipels des Açores et du Cap Vert à d'autres localités dont les basaltes jouent un rôle clé dans la définition de la topologie mantellique (pôle EM1 : archipel de Tristan Da Cunha, Ride de Walvis, île de Pitcairn ; EM2 : archipel des Samoa et îles de la Société ; HIMU : île de Saint Hélène et chaînes des Australes-Cook). Ces archipels ont été choisis car la définition des pôles extrêmes mantelliques reposent sur les compositions isotopiques des basaltes de ces localités, mais aussi car les fortes variations observées ont joué un rôle majeur dans la définition d'un composant commun à toutes les sources d'OIB (FOZO, PHEM, C) et interprété comme un réservoir primitif.

De même que pour les études de détail menées au cours de la première partie de cette thèse, une part importante de la variabilité isotopique de ces localités a pu être filtré. Si les valeurs extrêmes des rapports isotopiques restent inchangés, et indiquent donc que les pôles EM1, EM2 et HIMU sont bien d'origines profonde, un pôle de type FOZO, commun à

tous les OIB, n'est en revanche plus une nécessité. En effet, le filtre des interactions de faibles profondeurs permet de supprimer de la variabilité isotopique des OIB un certain nombre d'alignements sur lesquels reposaient ce concept. Le corollaire de ce filtre est que le FOZO soit le composant majoritairement échantillonné au cours des interactions de faibles profondeurs. Ce composant aurait alors une composition de type E-MORB et pourrait être la lithosphère océanique dont la composition isotopique a été modifiée par une variété de processus et contaminations au cours de son histoire. Cependant, certains alignements pointant toujours en direction d'un tel composant après filtrage des interactions de faibles profondeurs indiquent que son existence n'est pour autant pas à exclure définitivement.

## GRATIFICATIONS

Voici venu le temps d'écrire les paragraphes les plus cruciaux de ce manuscrit. Il est en effet plus simple de survivre à une remarque d'ordre scientifique qu'au bras courroucé et vengeur d'une personne injustement absente des remerciements. Je vais donc m'attacher à être exhaustif dans le but de conserver ma santé physique intacte. Je m'efforcerai aussi de faire plus classique qu'il y a 3 ans...

Il est traditionnel de commencer les remerciements par les directeurs de thèse et je ne dérogerai pas à la règle. En premier lieu car ce travail n'a pu exister que parce que Régis Doucelance l'a proposé en sujet de thèse et que Pierre Schiano a accepté de le co-encadrer. Ensuite pour leur apport précieux au cours de ces 3 dernières années.

Une partie essentielle de cette thèse repose l'analyse d'échantillons, et une bonne part d'entre eux a été fournie par Manuel Moreira, que je remercie également d'avoir bien voulu être rapporteur de ce manuscrit. Catherine Chauvel, qui a bien voulu remplir la double fonction de présidente du jury et rapportrice, ainsi que Laure Dosso et Eric Humler, examinateurs, ont tous fait un long voyage semé d'embûches en tout genres. Leurs présences et leurs commentaires n'en sont donc que plus appréciés.

Ce travail est aussi le fruit de nombreuses (longues !) discussions. Si certaines d'entre elles avaient lieu dans les escaliers bordant le premier étage du LMV, d'autres avaient quand même lieu dans des endroits plus classiques. Je remercie donc Ivan Vlastelic et André Poirier (et le bistrot bancal), mes principaux interlocuteurs, de m'avoir fourni un vrai siège en plus de remarques et conseils avisés. Je profite de ces quelques lignes pour remercier Ivan de son aide dans la rédaction de mon projet Lavoisier, grâce auquel j'écris mes remerciements entre un cours de rugby et une analyse de sédiment.

Lorsque j'ai commencé le stage de DEA, il y a maintenant 4 ans, je ne connaissais rien de l'analyse des éléments en trace, ni à celle des rapports isotopiques de Sr. Karine David et Chantal Bosq ont chapoté cet apprentissage qui fut parfois (qui ose dire souvent ?!?!?) parsemé de bourdes, maladresses, mais aussi bizarreries diverses.

Enfin, je remercie Jean-Luc Piro pour son assistance/dépannage express en électronique de spectromètre de masse, notamment un samedi de mars 2007 où il avait certainement mieux à faire que de venir remettre le Triton en route ; Jean-Louis Paquette pour son accueil au sein de l'équipe de Géochimie et Hervé Martin pour avoir bien voulu rentrer dans nos blagues potaches depuis le DEA (pauvre Géraldine...) ainsi que pour ses félicitations post-soutenance qui font chaud au cœur.

Il est temps désormais de passer en revue les co-bureaux qui ont partagé avec moi ces 3 dernières années. Certains (j'ai les noms !) les définiront comme des victimes et les plaindront, je ne peux évidemment pas être d'accord. Certes, Stéphanie a subi de multiples assauts de boulettes de papier. Certes, Géraldine a vu quelques unes de ses plus fameuses répliques imprimées et accrochées dans le bureau. Certes, Laurence peut certainement chanter Maldone des Zouk Machine par cœur à cause de moi (quoique, j'étais pas tout seul !). Mais tous ces moments sont autant de fous rires et je remercie donc Laurence, Stéphanie, Géraldine et Mathieu pour ces longues heures de vie commune dans notre petit bureau. Et puis il y a la petite dernière, Célia, qui, accompagnée de son acolyte belge Christelle, m'ont pas mal fait rire pendant les dernières semaines de rédaction.

Je pense aussi à Séverine, Muriel et Jérôme, les anciens thésards qui ont toujours répondu présent lorsque j'avais besoin d'eux. Je remercie plus particulièrement Jérôme d'avoir fait le déplacement de Hanovre pour ma soutenance, mais également pour avoir cessé de m'envoyer des vidéos de personnes se faisant des fractures ouvertes tibia-péroné (rien que d'y re-penser, j'ai re-mal... oui la syntaxe de cette phrase n'est pas correcte mais ici, j'ai le droit, non ?).

Bien sur je n'oublie pas le reste des thésards, à commencer par le petit jeune qui a un jour voulu boire des "Pimientos", véritable jus de piment agrémenté d'alcool à 90°C. Depuis ce jour là, nos discussions n'ont plus jamais eu aucun sens ni but. S'ajoutent ici Bergrun, mon islandaise préférée (j'en connais qu'une mais je suis sûr que c'est le cas !), Daniel (tu veux combien pour les autres vidéos ?), Seb, Audrey, Ben, Nico, Erwan, Sarah, Marion, Bikett et Lydie. J'ajouterai à cette liste Aaron le papillon, mon éphémère compère de salle blanche.

Dans cette partie s'incluent également deux Guillaume : mon cher parrain lyonnais (Mr. K), qui, entre beaucoup d'autres choses, m'a fait découvrir les joies de la webcam... ainsi que Guimauve, volcano-journalo-designer de son état. C'est à lui que je dois ce magnifique thème graphique de soutenance, mais aussi quelques discussions mémorables.

De nombreux amis ont pris des congés et se sont déplacés de loin pour venir à l'occasion de la soutenance. Ceci illustre bien le soutien qu'ils ont tous été pendant ces longues années d'études, aussi bien dans les moments les plus difficiles que dans les périodes d'euphorie. Si les plus anciens d'entre eux (Aude, Denis, Matth, Yoh) datent du lycée, les autres ont été rencontrés en cours de route (Seb, Pupu, Barbie, Alice (Wouhou!), Anne-Lise, Pierrot, Emilie, Adeline, Sarah Connors) par l'intermédiaire des premiers cités. Une mention spéciale à Barbie et Yoh qui ont dû subir le stress du dernier jour en voulant m'aider à imprimer le manuscrit.

Lors des deux dernières années, j'ai successivement tenté de survivre dans la jungle du Putschidacor, puis fait une indigestion de chocos en compagnie d'une vingtaine d'autres personnes : moments d'évasions précieux ! Je remercie donc toute la troupe des Petits Princes pour ces instants de bonne humeur, en particulier Natacha et Sébastien pour leur sympathique voisinage ainsi que pour l'aide médicale d'urgence après chaque déhanché ravageur.

La rédaction de cette thèse a été une période pour le moins intense. Au cours de ces longues semaines faites de (nombreuses) sautes d'humeurs et de doutes, j'ai pu compter sur le soutien constant de Sarah, qui a tout encaissé avec une zen attitude des plus impressionnantes. Ces quelques mots ne peuvent pas représenter à quel point cela a été important pour moi.

Durant ces 4 années de présence au labo, j'ai pu compter d'abord comme camarade, puis comme ami, un certain Bourbonnais interfeRRomagicien qui allait devenir recordman du monde de calcul d'interferogrammes. Il est évident que sans lui, les choses auraient été moins évidentes. Qu'il soit donc remercié pour tout ce qu'il a pu m'apporter pendant ces années.

Je terminerai ces remerciements par ma famille. Il est difficile de déterminer une raison particulière à leur présence ici car je leur dois tant. A mes parents, à Virginie, à Stef, pour tout ce qu'ils ont fait depuis 26 ans m'ayant amené jusqu'à l'écriture de ces lignes.





## **RESUME**

La mesure systématique des compositions isotopiques de Sr, Nd et Pb des basaltes d'îles océaniques (OIB) depuis 30 ans a montré la diversité de la nature des sources mantelliques. Cependant, les variations mesurées dans ces échantillons peuvent être interprétées comme des proportions variables des composants présents dans la source profonde des OIB, mais également comme le produit d'interactions entre des liquides primitifs et les différents réservoirs traversés au cours de leur remontée vers la surface. Ces interactions, de la surface à la source, sont l'interaction post-éruptive avec l'eau de mer, l'assimilation et cristallisation fractionnée et l'interaction panache-lithosphère. Le processus de fusion partielle générant ces liquides peut également mener à la modification de la composition isotopique des liquides générés. En conséquence, l'identification d'interactions de faibles profondeurs et l'évaluation de leur influence sur la signature géochimique des OIB sont importantes pour obtenir l'information sur la composition isotopique de la source des OIB et permettent de discuter la topologie mantellique en plus grands détails. Les moyens d'identifier et de s'affranchir des interactions de faibles profondeurs sont d'abord présentés avant d'être appliqués à 2 études de cas effectuées sur 2 îles en contextes géodynamiques différents (île de São Nicolau, archipel du Cap Vert, contexte intraplaque simple sur lithosphère âgée ; île de São Jorge, archipel des Açores, contexte d'interaction avec une ride médio-océanique sur lithosphère jeune). La mesure des éléments majeurs et traces ainsi que des compositions isotopiques de Sr, Nd et Pb permet de montrer qu'une part importante des variations isotopiques mesurées sont liées à des interactions de faibles profondeurs et non à une hétérogénéité de source. Ces résultats sont étendus à l'échelle de l'archipel pour ces deux cas. L'identification de tels processus dans des localités jouant un rôle clé dans la définition de la topologie mantellique permet de généraliser les conclusions issues des 2 études locales à l'échelle globale. Cette généralisation permet de discuter l'existence et la nature d'un composant sub-primitif commun à tous les OIB (FOZO, PHEM, C) ayant été proposé sur la base de compilations de données isotopiques non filtrées.

Mots clés: OIB, isotope, panache mantellique, Interactions de faibles profondeurs, Açores, Cap Vert, pôle de mélange, composant commun.

---

## **ABSTRACT**

Systematic measurements of Sr-Nd-Pb isotopic compositions in Oceanic Island Basalts (OIB) for 30 years have shown the complex nature of mantle sources. However, measured variations in these samples can be related either to variable proportions of the components present in the deep source of the basalts, or to interactions between the pristine melts and the environments encountered during their ascent to the surface during partial melting, plume-lithosphere interaction, assimilation and fractional crystallization or post-eruption seawater interaction processes. Therefore, extracting the signature of shallow-level interactions from the global geochemical signature is a key to retrieving the source information and to investigating mantle topology in greater details. Means to identify and see through these shallow-level interactions are first presented before being applied to 2 case studies done on 2 islands in different geodynamic setting (São Nicolau Island, Cape Verde archipelago, intraplate setting and old lithosphere; São Jorge Island, Azores archipelago, Plume-ridge interaction setting on a young lithosphere). Major and trace elements as well as Sr-Nd-Pb isotopes measurements show that an important part of the isotopic variations can be explained by shallow-level interactions rather than source heterogeneity. These results are extended from the island-scale to the archipelago-scale in both cases. Identification of such processes in locality playing a key role in the definition of mantle topology allows generalizing the conclusions of the 2 local studies to a global scale. On this basis, the existence and nature of a sub-primitive component common to all OIB (FOZO, PHEM, C), inferred from non-filtered OIB data compilation, is then discussed.

Key words: OIB, isotope, mantle plume, shallow-level interactions, Azores, Cape Verde, end-member, common component.